UNIVERSITÉ D'ORLÉANS

Centre Val de Loire UNIVERSITÉ Spirit of the Loire Valley

UNIVERSITE D'ORLEANS

ÉCOLE DOCTORALE [SCIENCES DE L'HOMME ET DE LA SOCIETÉ]

[EA1210 CEDETE, Université d'Orléans, 10 rue de Tours, 45100 Orléans]

THÈSE présentée par :

Mohammad ALDOMANY

soutenue le : **12 septembre 2017**

pour obtenir le grade de : **Docteur de l'université d'Orléans**

Discipline : Géographie

L'évaporation dans le bilan hydrologique des étangs du Centre-Ouest de la France (Brenne et Limousin)

THÈSE dirigée par :

M. Laurent TOUCHART Professeur des universités, Université d'Orléans
M. Pascal BARTOUT Maître de conférence HDR, Université d'Orléans

RAPPORTEURS :

M. Pierre CAMBERLIN Professeur des universités,Université de Bourgogne
M. Damien BANAS Professeur des universités,Université de Lorraine

---

JURY

Mme. Liliana ZAHARIA Professeure des Universités, Université de Bucarest (*Présidente du jury*)
M. Pascal TRINTIGNAC Conseiller aquacole, Ingénieur territorial (*Examinateur*)
M. Michel GALLIOT Ancien directeur de Météo-France Limoges (*Examinateur*)
M. Damien BANAS Professeur des Universités, Université de Lorraine (*Rapporteur*)
M. Pierre CAMBERLIN Professeur des Universités, Université de Bourgogne (*Rapporteur*)
M. Pascal BARTOUT Maître de conférence HDR, Université d'Orléans (*Codirecteur*)
M. Laurent TOUCHART Professeur des Universités, Université d'Orléans (*Directeur*)

Remerciements

Un peu moins de quarante cinq mois se sont écoulés depuis les premières mesures que j'ai prises sur l'étang Cistude. Pendant ces mois j'ai rencontré beaucoup de souffrance, de défis et de difficultés. Je n'ai pas pu les surmonter en l'absence des personnes qui étaient toujours à côté de moi par leur encouragement, leur soutien, leurs conseils, leurs remarques constructives et leur aide.

Au moment de conclure ce travail, c'est avec plaisir que j'exprime ma reconnaissance à toutes celles et ceux qui m'ont apporté leur aide au long de cette période.

Je tiens à remercier en premier lieu mon épouse **Batoul**. Je n'oublierai jamais comment tu as sacrifié ton travail à l'université de Damas, ton ambition de devenir une professeur à l'Université pour que tu sois à côté de moi dans cette difficile période. Pour toute la peur que je t'ai fait à cause de mes départs dans les nuits extrêmement froides à quatre heures du matin à vélo de Mézières-en-Brenne pour rattraper le train de six heures à la gare de Châteauroux et pour toutes les choses que nous avons décidé de reporter jusqu'à l'achèvement de ma thèse, j'espère que ce travail sera une petite compensation pour tout le passé.

Je tiens également à remercier Monsieur le professeur **Laurent Touchart** (Université d'Orléans) pour ses conseils et sa disponibilité au cours de ces années. Malgré mes difficultés linguistiques, surtout au début de la thèse, sa volonté de tirer ses étudiants vers le haut m'a beaucoup aidé à surmonter ce problème pour réaliser un travail de haute qualité scientifique. Je suis vraiment fier d'avoir été un parmi vos doctorants.

Ma gratitude va ensuite évidement à Monsieur le Professeur **Pascal Bartout** (Université d'Orléans) qui a aussi été présent au long de ces années, m'a guidé et apporté son soutien, m'a formé au travail de recherche grâce à son expérience. Je le remercie pour les nombreuses corrections qui ont été, avec les remarques de Monsieur Touchart, indispensables pour publier nos articles scientifiques. Je le remercie également pour son aide à transférer les outils de mesure aux terrains d'étude. Cependant, au-delà de cette relation professionnelle, Monsieur Bartout était la première personne à laquelle je demandais de l'aide et son avis en ce qui concerne les décisions les plus importantes que j'ai prises durant les trois dernières années. Pour tout cela, merci Pascal !.

J'adresse un remerciement tout particulier à Monsieur le Professeur **Pierre Camberlin** pour être venu à Châteauroux pour une réunion de travail. Grâce à ses conseils, ses idées et ses propositions le bilan de cette recherche est devenu bien meilleur. Je le remercie aussi pour avoir accepté d'être un des deux rapporteurs de cette thèse. Je remercie également Monsieur le Professeur **Jacques Haury** qui, malgré son état de santé, est venu à Orléans pour une réunion de travail pendant laquelle il m'a donné beaucoup de conseils très précieux pour améliorer ma recherche, surtout en ce qui concerne l'évapotranspiration des plantes aquatiques.

J'adresse mes remerciements à Monsieur **Michel Galliot** (climatologue et ancien directeur de MétéoFrance Limoges) qui a accepté bénévolement de corriger les fautes linguistiques dans ma thèse. Grâce à son expérience, ses remarques scientifiques m'ont beaucoup aidé à améliorer plusieurs passages dans ma thèse.

Je remercie également Monsieur **Pascal Trintignac** (conseiller aquacole en charge de la pisciculture et coordinateur du CST au SMIDAP) d'avoir accepté de faire partie du jury de cette thèse et pour les échanges par mail qui ont été très utiles pour justifier l'importance et l'intérêt de notre sujet de thèse.

Je tiens également à remercier Monsieur le Professeur **Damien Banas**, (Universités de Lorraine) pour avoir accepté d'être le deuxième rapporteur de ma thèse. Je remercie aussi Madame **Liliana Zaharia**, Professeur des Universités (Université de Bucarest) d'avoir accepté de faire partie du jury de cette thèse. Je suis très content d'avoir travaillé avec sa doctorante **Florentina-iuliana STAN** qui fait une thèse sur un sujet proche du mien sur les lacs de Roumanie.

Je n'oublie pas de remercier bien vivement Madame **Annie Unzeitig** d'avoir corrigé les fautes d'orthographe que j'ai fait lors de la rédaction de la thèse. Je remercie aussi son mari Monsieur **Edgar Unzeitig** de m'avoir toujours accueilli avec un grand sourire et des paroles encourageantes.

J'adresse mes remerciements à Monsieur **Jacques Duché** d'avoir permis l'installation de nos équipements dans son étang que nous avons appelé l'étang du Château dans cette thèse. De la même manière, je remercie **tous les employés et les responsables de la réserve naturelle de Chérine** d'avoir permis l'installation de nos équipements dans l'étang Cistude.

Je remercie aussi **Quentin Choffel** (Doctorant de laboratoire CEDETE à l'Université d'Orléans) d'avoir aidé à prendre les mesures des profondeurs et réaliser la carte bathymétrique de l'étang du Château.

J'adresse enfin un remerciement tout particulier à mes parents **Subhia** et **Hosain**. J'espère que vous êtes toujours fiers de votre fils aîné. Je remercie aussi ma petite princesse **Tasnim** d'avoir été comme tous les enfants, un peu sage avec beaucoup de bruit. Ta naissance, cinq mois après le début de ma thèse, a changé ma vision de la vie, j'ai fait le maximum pour réaliser un travail qui te rende fière de ton père. Je t'aime de tout mon cœur.

Résumé

L'effacement des plans d'eau (petits ou grands) du continuum hydrographique est le nouveau dogme français lié à l'interprétation de la Directive Cadre européenne sur l'Eau (DCE-2000) dans la Loi sur l'Eau et les Milieux Aquatiques (LEMA-2006). En effet, cette stratégie se base sur des idées ne reposant sur aucune mesure exacte de l'influence des plans d'eau, supposée néfaste, sur la quantité d'eau s'écoulant dans les réseaux hydrographiques aval. Face à ce paradoxe notable entre réglementation appliquée et absence de mesures directes de l'évaporation des étangs de France métropolitaine, il apparaît un double besoin, tant en géographie fondamentale qu'en recherche appliquée, pour une étude détaillée sur l'évaporation et le bilan hydrologique des étangs.

Une telle étude sur des petits plans d'eau tels que les étangs exige une méthodologie adaptée afin d'obtenir des résultats fiables qui pourront ensuite aider les gestionnaires à bien comprendre ce type d'occupation du sol, à mettre en œuvre un bilan opératoire, le tout afin de lutter efficacement contre la dégradation des milieux humides. Pour cela, notre étude s'est appuyée sur des mesures des différentes composantes du bilan hydrologique, dont l'évaporation, à l'échelle quotidienne, ceci durant une année hydrologique complète. Afin d'être la plus proche possible du territoire dont elle se veut représentative, cette étude a été effectuée sur les deux grands types d'étangs du Centre-Ouest de la France.

Sur le plan méthodologique, cette étude montre que le bac flottant en plastique transparent est l'outil le plus à même de mesurer l'évaporation des étangs. Sur le plan conceptuel, le travail intensif de terrain a conduit à établir une nouvelle formule empirique "Aldomany" qui peut fournir des estimations fiables de l'évaporation des plans d'eau peu profonds à l'échelle annuelle, mensuelle et journalière en utilisant seulement des données météorologiques facilement accessibles. Dans une optique de gestion, cette étude montre que la perte en eau provoquée par un étang s'apparente à celle d'une chênaie de même superficie et que les propos à charge tenus contre les étangs méritent d'être nuancés, les étangs de la Brenne étant bien en partie responsables de l'étiage estival de la Claise, alors que les étangs limousins jouent un rôle plutôt positif en assurant un bon débit estival du réseau hydrographique de cette région.

Sommaire

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Récemment, le Syndicat de Bassin pour l'Aménagement de la rivière l'Oudon a adopté un chiffre qui estime la sur-évaporation correspondant au delta entre l'évaporation d'un plan d'eau et celle d'une prairie de 0,5 l/s/ha, soit à l'échelle annuelle une différence de 1577 mm !. Ce chiffre est similaire à la différence entre la quantité d'eau perdue par l'évaporation à partir d'une surface d'eau libre de 1000 m² de superficie et celle perdue par l'évapotranspiration réelle d'une prairie possédant la même superficie qui est égale à 500 m^3 pour une période de six mois allant du premier avril au 30 septembre. Cela veut-dire une sur-évaporation de 500 mm pour six mois seulement !. Ce dernier chiffre est issu de l'étude intitulée "Étude sur la Détermination de débits de référence complémentaires sur le bassin versant de la Sarthe Amont" menée par le bureau d'étude SAFEGE (avril 2015) pour le compte de l'Institution Interdépartementale du Bassin de la Sarthe.

En sachant que les deux chiffres précédents se réfèrent à la sur-évaporation d'un plan d'eau existant dans une région de climat océanique humide par rapport à une prairie et pas à l'évaporation totale du plan d'eau qui est égale à la quantité totale de l'eau qui quitte la surface évaporante au profit de l'atmosphère grâce à l'énergie solaire, les premières questions qui viennent à l'esprit sont : 1- Ces chiffres sont-ils représentatifs des rapports internes et des discours des administrations françaises, tant au niveau national que par bassin ?. 2- Un étang évapore-t-il vraiment une tranche d’eau de plus d’un mètre cinquante de plus qu’un fond de vallée humide ?. 3- Vu le nombre de centaines de milliers de ces petites pièces d’eau sur le territoire français, ne bouleversent-ils pas le bilan hydrologique du pays ?.

En essayant de trouver la réponse à la première question au niveau national, nous avons consulté le site officiel du Ministère de l'Environnement, de l’Énergie et de la Mer et voici ce qu'il dit à propos de l'évaporation des plans d'eau : « *La restauration hydromorphologique des cours d’eau, à travers des effacements d’ouvrages notamment, permet de lutter contre le changement climatique en supprimant les effets aggravants des seuils et retenues sur le réchauffement et l’évaporation des eaux. Les retenues génèrent une évaporation* ***forte*** *d’eau en période estivale car une eau stagnante peu profonde se réchauffe* ***beaucoup*** *plus vite et plus fortement qu’une eau courante. Sur une longue durée d’ensoleillement, plus la surface d’eau exposée est importante plus les pertes par évaporation seront* ***significatives****»*. À l'échelle des bassins versants nous trouvons dans un rapport officiel issu de la préfecture de la région Pays de la Loire intitulé "Quelle qualité des eaux dans notre région ? Où et comment agir en priorité ?" la phrase suivante : « *La forte tension sur la ressource en eau en période estivale, sur une grande partie de la région, nécessite la mise en place de mesures d’économies d’eau, de cadrage, voire de substitution des prélèvements, ainsi que la diminution de l’impact des plans d’eau, par lesquels s’évapore un* ***grand*** *volume d’eau* ».

En fait, la stratégie adoptée par le Ministère de l'Environnement, de l’Énergie et de la Mer pour appliquer la directive cadre sur l'eau et qui s'appuie sur l'effacement des petits plans d'eau afin de restaurer la continuité écologique des cours d'eau, nous permet de bien comprendre pourquoi il utilise des mots "grandiloquents" comme (forte, beaucoup, significative...etc) en évitant de donner des mesures exactes ou, au moins, d'apporter une explication plus globale du phénomène décrit.

En fait, les étangs, ces petits plans d'eau de 6 à 7 mètres de profondeur maximale qui possèdent, en général, une superficie allant de 0,1 à 100 hectares où le volume maximum est inférieur à un

million de m^3 (Touchart et al., 2014), font partie du patrimoine de plusieurs régions de l'hexagone où l'apparition des plus anciens date du Moyen-âge (Benoît, 1992 ; Dérex, 2001), voire même avant (Bartout, 2012). À l'origine, ils permettaient d'assurer à la fois les multiples fonctionnements de moulins et la production de poissons. Plus tard, la pluriactivité des étangs est passée à une forme de monoactivité volontaire ou subie et de fait la morphologie du plan d'eau s'est adaptée à ce seul besoin et pas à une multitude d'entre eux. Dans une époque beaucoup plus récente, ce patrimoine aquatique s'est enrichi par la construction de lacs de barrage à la destination différente (électricité, régularisation du débit des fleuves et des rivières, alimentation des villes en eau potable ou à une fin agricole ou industrielle) mais pouvant également être le support soit d'une aquaculture (intensive ou extensive), soit d'activités nautiques, soit d'activités cynégétiques. Ils répondent également à une forte demande de loisirs, et jouent, sur le plan du développement local, un rôle de levier touristique souvent incontournable.

Les étangs français de petites tailles se sont multipliés à la fin du 20ème siècle sous l'effet de multiples facteurs (terrains libres liés à l'exode rural, mode de loisirs, recherche du bien être personnel, pollution des eaux courantes, réglementations permissives…etc). La région Centre-Ouest de la France contient plus de la moitié (plus de 123 000 étangs) des étangs existant dans la France métropolitaine (plus de 250 000 étangs) (Bartout et Touchart, 2013), ces étangs occupant environ 58% de la superficie totale de tous les plans d'eau (lacs, étangs et mares) (Bartout, 2015).

Ces milieux artificiels sont à la source d'une biodiversité étonnante car des études récentes (Céréghino *et al.*, 2008 ; Soomets *et al.*, 2016) montrent que les petits plans d'eau, comme les étangs et les marais, sont tout aussi importants que les rivières et les lacs pour soutenir un éventail de biodiversité aquatique dans le paysage agricole d'Europe. Ces intérêts écologiques, économiques et paysagers reconnus dans le Centre-Ouest de la France exigent une gestion durable compatible avec les principes généraux législatifs, que ce soit au niveau international et européen [la convention de Ramsar (1971), la déclaration du Dublin (1992), la directive cadre sur l'eau (2000) et la directive INSPIRE (2007)] ou français [la Loi Pêche (1984), la loi sur l'eau (1964 et 1992), la loi sur l'eau et les milieux aquatiques (2006), et les documents réglementaires comme les Schémas Directeurs d'Aménagement et de Gestion des Eaux (SDAGE) et les Schémas d'Aménagement et de Gestion des Eaux (SAGE)].

L'application de ces législations, surtout la directive cadre européenne sur l'eau (DCE) a rencontré un échec notable (Bouleau et Pont, 2014 ; Bartout et Touchart, 2015). Parmi les multiples raisons de cet échec nous pouvons citer l'absence d'une définition claire pour distinguer les lacs, qui étaient le seul type de plans d'eau pris en considération lors de l'application de la (DCE), et les étangs. Un travail énorme effectué par L. Touchart et ses doctorants a conduit à bien distinguer les lacs et les étangs qui ne sont plus des "lacs tronqués" ou des lacs de dimensions réduites comme les présente J. Loup (1974).

Une gestion durable des étangs nécessite une connaissance de tous les processus physico-chimiques, biologiques, historiques, économiques et sociologiques. Malgré les très nombreuses études scientifiques qui ont été consacrées à étudier les étangs durant les décennies précédentes (Banas D., *et al.*, 2001 ; Banas D., *et al.*, 2002 ; Banas D., *et al.*, 2005 ; Gaillard, 2014), ainsi que les estimations récentes qui indiquent que le monde contient plus de 117 millions de plans d'eau ayant une superficie supérieure à 0.2 ha (Verpoorter *et al.*, 2014), très peu d'études ont été

consacrées à étudier le bilan hydrologique de ces petits plans d'eau, qui est la balance entre les eaux entrantes et sortantes de l'étang. En effet, les études effectuées sur le sujet du bilan hydrologique et surtout sur l'évaporation des plans d'eau sont soit faites sur des territoires aux conditions géographiques très différentes de celles présentes dans la région Centre-Ouest de la France, à savoir des régions arides ou semi-arides (Bouchardeau et Lefèvre, 1957 ; Riou, 1975, sur le lac Tchad, Neumann, 1953, sur le lac Houle et le lac de Tibériade), soit réalisées à l'échelle de grands lacs (Afanas'ev, 1976, sur le lac Baïkal, Nicod et Rossi, 1979, sur le lac Victoria) et des réservoirs emblématiques aux États-Unis.

Les études existant sur le sujet de l'évaporation des étangs français sont très rares. L'explication de la forte pénurie d'études sur le bilan hydrologique d'étangs et la détermination de l'évaporation de ces petits plans d'eau est liée à plusieurs raisons, les plus importantes d'entre elles sont l'intérêt ou le financement qui ne sont pas suffisants pour justifier le temps et les dépenses mais aussi la difficulté pour estimer et mesurer certains éléments de ce bilan. Bien que les précipitations et le débit entrant et sortant des étangs soient faciles à mesurer, le taux de percolation et d'évaporation compliquent les études sur le bilan hydrologique. Tandis que plusieurs études montrent que le taux d'infiltrations vers les nappes d'eau profondes, dans les principales régions des étangs, est modeste, l'évaporation reste la composante du bilan hydrologique la plus difficile à étudier à cause de l'hétérogénéité de la topographie entourant les étangs et des multiples facteurs météorologiques affectant l'évaporation comme la température de l'eau et celle de l'air, l'humidité relative, le rayonnement solaire, la pression atmosphérique et la vitesse du vent. Outre le climat, les caractéristiques des étangs telles que la taille, la forme, la profondeur, la qualité de l'eau, la clarté, la température de l'eau et la circulation, même son emplacement, peuvent affecter le taux d'évaporation. Pour cela, les études les plus sérieuses ne mentionnent pas l'évaporation, ou ne lui assignent qu'une place modeste (Loup, 1957).

Ces études donnent des estimations très différentes, voire paradoxales. Parfois ces études affirment la forte évaporation des étangs sans aucune mesure ni calcul ni preuve comme l'étude intitulée "Étude diagnostic des causes d'eutrophisation du plan d'eau de la Ramade" réalisée par Aqua Concept Environnement – BCEOM pour le compte de la commune de Giat « On dénombre 64 étangs sur le bassin versant (...). Ces retenues réduisent sensiblement la ressource en été par évaporation et délivrent des eaux réchauffées. ». D'autres études, comme celle du SAFEGE (2015) cité ci-dessus, donnent des valeurs de l'évaporation pour une région française proches de celles des lacs existant dans les régions arides ou semi-arides. D'autres études arrivent aux résultats inverses selon lesquels les étangs jouent un rôle plutôt positif en ce qui concerne la quantité des eaux parce qu'ils stockent de l'eau pendant les périodes de fortes précipitations et les restituent ensuite dans les réseaux hydrographiques pendant les périodes d'étiages et parce que l'évaporation des étangs est, la plupart de temps, inférieure à l'évapotranspiration des couverts végétaux entourant les étangs (Morton, 1983 ; Perrin, 2011).

Un autre type d'études qui ne s'appuient sur aucune mesure sur les territoires Français donne des chiffres extraits des documents scientifiques internationaux sur l'influence des étangs sur l'hydrologie et l'hydrogéologie des bassins versants. Un exemple de ce type d'étude est le troisième chapitre du rapport de l'expertise scientifique collective Inra, Onema et Irstea intitulé « Impact cumulé des retenues d'eau sur le milieu aquatique ». Les auteurs de ce chapitre disent : « *Toutes les études basées sur des observations s'accordent sur le fait que les retenues induisent une réduction*

des débits, réduction attribuée parfois principalement aux pertes externes des retenues (par évaporation ou infiltration). L'intensité des diminutions varie dans le temps, et peut être assez forte sur les débits de crues et d'étiages. La réduction des débits est plus marquée les années sèches que les années humides ». Mais ils disent dans la synthèse de cette expertise que « *L'analyse de la littérature n'a pu mettre en évidence un indicateur permettant d'évaluer a priori l'effet cumulé des retenues sur l'hydrologie. La densité de retenues ou le volume de stockage cumulé sur un bassin n'ont de sens que sur des zones relativement homogènes* ».

Dans le but de s'informer sur les études réalisées sur le sujet de l'évaporation des plans d'eau existant dans différents endroits du monde, nous avons lu plus de 200 articles scientifiques liés d'une façon ou d'une autre à l'évaporation des plans d'eau. Nous pouvons résumer ces études comme suit :

1. la grande majorité des études sur ce sujet est consacrée aux grands lacs, aux réservoirs de barrage et aux lacs des régions arides et semi-arides ;

2. beaucoup d'études effectuées sur l'évaporation s'appuient sur des données météorologiques qui viennent, par fois, de très loin du terrain d'étude ;

3. la majorité de ces études ne disposent pas de mesures continues sur la température de l'eau ou elles l'estiment en utilisant des modèles avec des marges d'erreurs qui, pour la plupart des études, ne sont pas négligeables. D'autres études utilisent seulement une ou deux mesures de la température de l'eau par jour ;

4. peu d'études ont des mesures directes sur l'évaporation et la majorité de ces études utilisent les mesures prises par le bac évaporatoire de classe A avec un coefficient de correction parce que cet instrument a des influences non négligeables sur la température de l'eau qu'il contient ;

5. beaucoup d'études n'ont pas de mesures de référence pour évaluer la fiabilité des méthodes mathématiques qui calculent l'évaporation à partir des données météorologiques. Donc, la plupart de ces études utilisent la méthode de bilan énergétique comme une méthode de référence pour évaluer les autres méthodes. Pourtant, cette méthode souffre d'une marge d'erreur allant jusqu'à 15% selon (Winter, 1981) ;

6. les études qui utilisent des instruments précis pour mesurer l'évaporation (le système d'Eddy covariance) sont généralement réalisées sur des périodes très courtes (quelques jours à quelques semaines) ;

7. l'absence d'une étude détaillée sur la mesure de l'évaporation et le calcul de bilan hydrologique des étangs, et peu d'études existant dans la littérature scientifique qui sont consacrées à ce type de plans d'eau et considérant ces étangs comme une source principale de perte l'eau par le processus d'évaporation.

Face à toutes ces remarques, il apparaît un double besoin, tant en géographie fondamentale qu'en recherche appliquée. D'une part, il y a lieu de se demander si les étangs se conduisent comme les grands lacs ou bien si des seuils géographiques font passer d'un fonctionnement à un autre et si les

équations existantes peuvent être généralisées ou bien si les mesures de terrain au plus près des étangs sont susceptibles de remettre en question certaines d'entre elles, de réclamer une adaptation du fait d'échelles spatio-temporelles différentes. D'autre part, il convient de tenter de répondre au désir de l'État mentionné dans le rapport officiel issu de la préfecture de la région Pays de la Loire intitulé "Quelle qualité des eaux dans notre région ? Où et comment agir en priorité ?". Pour ce faire, il s'agit de mener des études s'appuyant sur des mesures directes afin de mettre en œuvre un bilan efficace aidant à lutter contre la dégradation des milieux humides. Une étude détaillée sur l'évaporation et le bilan hydrologique des étangs sera très importante à effectuer pour confirmer ou infirmer l'hypothèse développée dans la littérature grise et les rapports des administrations disant que ces plans d'eau sont les premiers responsables de la pertes en eau des réseaux hydrographiques des régions du Centre-Ouest de la France.

Mais pour réaliser une telle étude, quelle est la meilleure méthodologie à utiliser ?. En fait, la littérature scientifique nous présente plusieurs méthodologies qui ont déjà été utilisées pour réaliser des recherches sur le sujet de l'évaporation des plans d'eau. Chacune d'entre elles a des points faibles et des points forts.

Commençons par le système d'eddy-covariance. Ce système est considéré par la FAO comme l'outil le plus précis pour mesurer l'évaporation à partir des grandes surfaces d'eau libres et même pour estimer l'évapotranspiration réelle des végétations. Malgré ces points forts, ce système nécessite des instruments chers, voire très chers, par rapport aux autres instruments utilisés pour mesurer l'évaporation directement comme le bac évaporatoire de classe A, les évaporomètres de Piche...etc. Pour cette raison et parce que le budget annuel total de notre laboratoire ne suffit pas pour acheter ce système de mesure directe de l'évaporation, nous étions obligés de suivre une autre méthodologie pour réaliser notre recherche.

Une autre méthode a été utilisée pour estimer le bilan hydrologique, en général, et l'évaporation, en particulier, des plans d'eau. Cette méthode s'appuie sur les isotopes stables du ^{18}O et ^{2}H. Cette méthode est aussi très coûteuse parce qu'elle nécessite des analyses d'échantillons, en continu, de l'eau de l'étang à plusieurs profondeurs, de l'eau des cours d'eau entrants et sortants de l'étang, des précipitations et de l'humidité de l'air. Donc, il nous fallait chercher une autre méthode plus adaptée à nos compétences personnelles et au budget du laboratoire.

Une troisième méthodologie a été utilisée pendant les dernières décennies pour estimer l'évaporation à partir des très grands plans d'eau et l'évapotranspiration (ET) des couverts végétaux. Cette méthode qui repose sur la télédétection et les images satellitaires, est considérée comme un outil efficace pour enregistrer les variations spatiales et temporelles de la température de surface de l'eau dans les grands lacs. Puisque la grande majorité des étangs situés dans notre région d'étude possède une superficie ne dépassant pas quelques hectares et faute de la connaissance du pourcentage de l'incertitude de cette méthode, surtout, pour les petits plans d'eau, il était inutile de l'utiliser pour effectuer notre étude sur l'évaporation des étangs.

À la lumière de tout ce qui précède et vues les difficultés à appliquer ces méthodes sur les étangs, nous avons été obligés d'établir une méthodologie simple, appropriée, bénéficiant de la majorité des points positifs des études précédentes et améliorant les points faibles en trouvant la

meilleure alternative afin de conduire à des résultats fiables pour établir une gestion durable de ces plans d'eau.

Pour établir une méthodologie simple, efficace et ne négligeant aucune des composantes du bilan hydrologique (les précipitations, l'évaporation, le débit entrant et sortant, les ruissellements, l'évapotranspiration des plantes aquatiques et l'infiltration), il n'y aura pas plus simple et plus précis que les mesures directes sur le terrain d'étude. Mais, quels sont les outils qui nous permettent d'obtenir les mesures les plus fiables ?. Quelle est la longueur de la période de mesure qui peut nous fournir des réponses claires sur l'influence des étangs sur la quantité de l'eau des réseaux hydrographiques de la région d'étude ?. Quelle est la fréquence que nous devons suivre pour prendre les mesures directes ?.

En sachant qu'une thèse normale en géographie ne dure que trois à quatre ans, nous étions presque obligés de consacrer une année hydrologique complète pour, au moins, deux types différents d'étangs existant dans le Centre-Ouest de la France. Pour cela, nous avons choisi l'étang Cistude comme représentatif des étangs pelliculaires et l'étang du Château pour représenter les étangs profonds. Parce que l'un des buts principaux de cette étude est d'établir ou d'essayer d'approcher la meilleure formule mathématique afin de faciliter l'estimation de l'évaporation de ces plans d'eau, nous avions besoin de mesures fiables comme valeurs de références pour les résultats que nous obtenons avec ces formules mathématiques. Donc, nous avons décidé de prendre des mesures quotidiennes couvrant une année hydrologique complète pour chacun des étangs. Mais, des mesures fiables exigent un instrument fiable qui n'a aucune, ou presque aucune, influence sur les facteurs climatiques qui contrôlent le processus d'évaporation. Comme le bac évaporatoire de classe A est toujours utilisé avec un coefficient de correction pour estimer l'évaporation des plans d'eau, car ce type de bacs métalliques a une influence notable sur la température de l'eau qu'il contient, nous avons fabriqué un bac flottant en plastique transparent pour diminuer l'influence thermique du bac évaporatoire jusqu'à ses limites minimales. Afin d'éviter toutes les erreurs qui peuvent se produire en raison de l'utilisation des données climatiques venant des stations météorologiques située loin de l'étang étudié, une station météorologique a été installée au bord des étangs.

Cette thèse se trouve en trois parties. Dans la première partie il existe trois chapitres. Le premier d'entre eux sera consacré à un travail épistémologique destiné à comprendre l'évolution des différentes méthodes utilisées pour étudier et estimer l'évaporation des plans d'eau libre depuis le 17éme siècle jusqu'à nos jours. Le second chapitre sera dédié à expliquer les différents concepts et termes concernant cette recherche. Dans ce chapitre nous distinguons trois catégorie de concepts, à savoir les concepts limnologiques, les concepts hydrologiques et les concepts climatologiques. Dans le troisième chapitre de cette partie nous présentons les terrains d'étude où nous avons pris nos mesures directes et les autres étangs limousins pour lesquels nous avons calculé l'évaporation en utilisant les formules mathématiques qui donnent les résultats les plus proches des mesures directes.

La deuxième partie de cette thèse est divisée aussi en trois chapitres. Dans le premier nous présentons tous les instruments que nous avons utilisés pour mesurer les différentes composantes du bilan hydrologique. Le deuxième chapitre présente en détails toutes les formules mathématiques que nous avons utilisées pour calculer l'évaporation à partir des données météorologiques. Le troisième chapitre de cette partie est consacré à bien expliquer le processus d'évaporation et la façon dont il se déroule sous des conditions naturelles à partir d'une surface d'eau libre, d'un sol nu bien

humide et d'un sol couvert par deux espèces végétales différentes. Il convient de noter que ce chapitre repose sur des mesures prises par nous même toutes les quatre heures et des données météorologiques prises toutes les cinq minutes couvrant une période de quatre mois, à savoir mai, juin, juillet et août 2016.

La troisième et la dernière partie de cette thèse sera consacrée à une étude appliquée de l'évaporation et du bilan hydrologique des étangs. Nous allons commencer cette partie par la comparaison de l'influence d'un bac métallique de classe A et celle du bac flottant sur la température de l'eau. Ensuite, nous allons comparer les mesures du meilleur bac avec les résultats obtenus en utilisant 18 différentes formules mathématiques afin d'approcher la meilleure formule pour estimer l'évaporation des étangs de notre région d'étude. Puis, nous allons utiliser les meilleures formules pour estimer l'évaporation de cinq plans d'eau limousins, à savoir l'étang de Cieux, l'étang de la Pouge, l'étang des Landes, l'étang des Oussines et le lac de Saint-Pardoux. Ensuite, nous allons voir si la quantité d'eau perdue par les étangs dépasse celle perdue par une forêt de chênes possédant la-même superficie. Après cette comparaison qui s'appuie sur des mesures directes, nous allons essayer de savoir si les étangs de la Brenne sont les responsables principaux de l'étiage estival de la Claise. Puis, nous allons montrer le rôle joué par les étangs du Limousin sur le débit des réseaux hydrographiques de cette région. Nous allons conclure cette thèse par deux exemples du bilan hydrologique, le premier sera pour un étang occupé partiellement par les plantes aquatiques, sans débit entrant ni sortant pendant une grande partie de l'année, à savoir l'étang Cistude. Le second sera pour un étang de vallée où les débits entrants et sortants sont continus toute l'année.

PARTIE I

CONTEXTE ÉPISTÉMOLOGIQUE et CONCEPTUEL et PRÉSENTATION des TERRAINS d'ÉTUDE

Chapitre 1 : L'évaporation et les différentes démarches de recherche (épistémologie et évaluation des méthodes)

Chapitre 2 : Les éléments de la réflexion : de la limnologie à la limnoclimatologie

Chapitre 3 : La carte d'identité des étangs choisis pour l'étude

CHAPITRE I

1 – L'ÉVAPORATION ET LES DIFFÉRENTES DÉMARCHES DE RECHERCHE (ÉPISTÉMOLOGIE ET ÉVALUATION DES MÉTHODES)

C'est vrai que cette thèse est consacrée à étudier le bilan hydrologique des étangs. Mais, elle est avant tout destinée à étudier l'évaporation de ce type de plan d'eau. Pour cette raison, nous allons commencer cette recherche par une étude historique pour montrer les premiers intérêts sur ce phénomène naturel, présenter les chercheurs les plus célèbres dans ce domaine de recherche et les différentes méthodes utilisées pour mesurer, calculer et estimer l'évaporation.

Au début de cette partie, nous allons citer quelques passages des philosophes des civilisations anciennes concernant le processus d'évaporation et qui expliquent leur perception de ce phénomène. En suite, nous allons présenter les premières tentatives de mesure de l'évaporation, les chercheurs les plus célèbres dans ce domaine et les différents instruments utilisés pour mesurer l'évaporation directement. Nous allons aussi montrer les premières tentatives d'établir un bilan hydrologique complet parce que, quand nous comparons l'écoulement dans les rivières avec les précipitations d'un bassin-versant ou d'une région donnée, le solde, compte tenu des réserves du sol, est l'évaporation cherchée. Puis, nous allons montrer les équations et les formules mathématiques les plus répandues dans la littérature scientifique pour calculer l'évaporation à partir des données météorologiques. Ensuite, nous allons donner des idées générales sur la méthode des isotopes stables de l'^{18}O et l'^{2}H. Après cela, nous allons découvrir le rôle de la télédétection dans l'estimation de l'évaporation à partir des grands plans d'eau. Enfin, nous allons terminer cette partie par la présentation du système d'eddy covariance qui est, à notre connaissance, la méthode la plus récente pour mesurer l'évaporation des plans d'eau.

1.1 – Le phénomène de l'évaporation du point de vue des philosophes des civilisations anciennes

Avant de commencer à parler des premières tentatives pour mesurer l'évaporation nous allons afficher la perception qui prévalait pour les civilisations anciennes à l'égard du processus d'évaporation.

L'eau était le seul fluide connu par les peuples anciens dans ses trois états : liquide, solide et gazeux. Ils ont observé les trois états de l'eau dans la nature, mais ils étaient loin de comprendre le sens physique de l'évaporation et la condensation. Une illusion était très répandue que l'humidité se levant vers le haut des mers et des rivières lors de l'évaporation est absorbée par le feu des orbes et soutient leur " brûlant " (Vuglinsky, 2009).

L'évaporation de la surface de l'eau a soulevé un grand intérêt chez les scientifiques depuis très longtemps. Comme le montrent les sources anciennes disponibles, les problèmes d'évaporation ont retenu l'attention des scientifiques et des philosophes dans l'Égypte ancienne, la Grèce antique, la Rome antique et la Chine (Vuglinsky, 2009). Bien que la plupart des écrits originaux de ces philosophes n'existent pas aujourd'hui et que ce qui reste est difficile à interpréter, il est encore possible d'examiner certaines de ces théories. L'examen de ces théories et de ces travaux a montré que l'évaporation devait occuper une place centrale dans la cosmologie des anciens Grecs (Gilbert, 1907).

Au 8ème siècle avant JC., l'écriture de Hésiode expliquait intuitivement la phase atmosphérique du cycle hydrologique et indiquait que l'évaporation pouvait être à la fois une cause et un résultat du vent (Darwish, 1998). L'évaporation était mentionnée dans les contes de Miletos en Ionie vers 580

avant JC. (Darwish, 1998). Anaximandre de Miletos (né en 610 avant JC.) était intéressé par un phénomène lié à l'évaporation (Brunt, 1932)., Hippocrate (460-370 avant JC.) a également eu quelques idées sur l'évaporation. Il a écrit sur les propriétés et la qualité de l'eau de pluie (Hippocrates, 1923 cité par Darwish, 1998). Aristote, comme beaucoup de ses prédécesseurs, s'est rendu compte qu'il doit y avoir une source de chaleur telle que la chaleur solaire afin de provoquer la vapeur. Selon la théorie d'Aristote, il n'y avait pas de rapport direct entre le vent et l'évaporation, sauf que les deux étaient causés par le soleil (Needham, 1959).

Aristote, ainsi que Hippocrate supposent que seule la partie fraîche la plus légère de l'eau s'évapore sous l'effet du soleil. Les mers, selon Aristote, doivent être éternelles : lorsque le soleil approche de la terre, il attire l'eau, mais quand le soleil s'éloigne de la terre l'eau retourne sous forme de pluie. Avec de l'évaporation, l'eau de mer perd en quelque sorte son goût de sel, comme Aristote l'a appris au cours de ses expériences, mais il ne pouvait pas expliquer pourquoi cela se produit.

Les philosophes mésopotamiens et chinois ont également exprimé leur point de vue sur le concept d'évaporation ; Les Romains ont été influencés par la description des Grecs du processus d'évaporation, et cette théorie est restée forte jusqu'au début du treizième siècle (Needham, 1959).

À la fin du XIIIème et au début du IXème siècle, des savants arabes avaient traduit une partie de la littérature grecque en syriaque et en arabe (Brutsaert, 1982). Un des premiers personnages parmi les savants syriens était Ayoub Al-Ruhawi ; Il a traduit certaines des œuvres grecques et a également écrit son propre livre "Livre des trésors". Dans son livre, il a essayé d'expliquer le vent et le processus d'évaporation. Il considérait le vent comme des mouvements d'air et l'évaporation comme la perte d'eau et les deux phénomènes sont causés par le soleil et d'autres sources de chaleur (Peters, 1968). AI-Farabi et Ibn-Sina (980-1037) ont été parmi les savants musulmans qui ont travaillé sur l'évaporation (Mahdi, 1969). En Irak, Ikhwan Al-Safa(1) a écrit une encyclopédie intitulée Rasâil(2). Al-Safa avait la même compréhension que Al-Farabi sur la théorie de l'évaporation et ils ont expliqué que l'évaporation est une perte d'eau due au soleil ou à d'autres sources de chaleur (Ikhwan Al-Safa, 1861 cité par Darwish, 1998).

1.2 - Les mesures directes d'évaporation (depuis XVII siècle à nos jours)

Dans cette partie nous allons présenter les premières tentatives de mesure de l'évaporation et les chercheurs les plus célèbres dans ce domaine de recherche. En suite, nous allons montrer les instruments contemporains utilisés pour mesurer l'évaporation et l'évapotranspiration.

1.2.1 – *Les premières tentatives pour mesurer l'évaporation*

Après toutes les idées théoriques expliquant le processus d'évaporation, nous avons dû attendre jusqu'au XVIIème siècle pour obtenir les premières estimations quantitatives de l'évaporation par des expériences. Les premières études expérimentales de l'évaporation ont été faites par l'astronome et géophysicien anglais Edmond Halley (1656-1742)(3).

Dans son article publié à Londres en (1687) montrant que la quantité d'eau évaporée de la surface des océans est plus que suffisante pour remplir tous les ruisseaux et les rivières en eau,

(1) Ikhwan en arabe veut-dire frères,

(2) Rasâil Ikhwân al-Safâ (Les Épîtres des frères de la pureté) sont composés de cinquante deux épîtres sur différents sujets. Les auteurs vivaient à Basra (au sud de l'Irak actuel), sans doute entre le VIIIème siècle et le IXème siècle.

(3) Chronologiquement, E. Halley appartient à une génération immédiatement après celle de P. Perrault (1608-1680) et E. Mariotte (1629-1684), mais sa place dans l'histoire de l'hydrologie se trouve avec ces fondateurs de l'hydrologie quantitative plutôt que dans une période ultérieure (Dooge, 1974, p. 280 et p. 287).


Edmond Halley (1656 - 1742)

Halley a présenté les résultats de mesures de l'évaporation à partir d'une surface de l'eau de la manière suivante : « *We took a pan of water, about 4 inches deep, and 7,9 inches diameter, in which we placed a thermometer, and by means of a pan of coals, we brought the water to the same degree of heat which is observed to be that of the air in our hottest summers ; the thermometer nicely shewing it. This done, we affixed the pan of water, with the thermometer in it, to one end of the beam of the seales, and exavtly counterpoifed it with weights in the other scale ; and by the application or removal of the pan of coals, we found it very easie to maintain the water in the same degree of heat precisely...* » (Halley, 1687, p. 367). En résumé, il a utilisé un bac rempli d'eau, le bac était de 7,9 pouces (20 cm) de diamètre et de 4 pouces (environ 10 cm) de profondeur dans lequel il a mis un thermomètre(1). Après avoir réchauffé l'eau existant dans le bac jusqu'à la température de l'air « au cours de l'été le plus chaud » il a découvert en deux heures que la couche d'eau évaporée du bac était 1/53 pouces (0,48 mm) de profondeur. Pour simplifier les calculs, il a accepté une couche de 1/120 pouces (0,21 mm) par heure et calculé le volume d'évaporation à la surface de la Méditerranée dans une seule journée en été (12 heures); Il a trouvé une valeur égale à 5280 millions de tonnes « *the whole Mediterranean must lose in vapour, in a summer's day, at least 5280 milions of tons. »* (Halley, 1687, p. 368). Il a ensuite estimé le flux quotidien de l'eau douce des neuf principales rivières qui se jettent dans la Méditerranée. Il a basé son estimation des débits entrants dans la Méditerranée sur une estimation du débit de la Tamise dont il a supposé avoir au pont de Kingston une section transversale de trois cents yards carrés et une vitesse de 2 miles par heure(2). Au total, il estime que le débit entrant dans la Méditerranée est égal à 1827 millions de tonnes par jour, ce qui est inférieur de 1/3 à la quantité d'eau évaporée de la Méditerranée en 12 heures (Dingman, 2015, p. 608). En conclusion il a déterminé une perte nette de l'eau du système (le bilan hydrologique de la Méditerranée, selon Halley, est négatif car l'évaporation est largement supérieure aux débits entrants et cela va conduire la Méditerranée à devenir plus salée(3)) (Cech, 2009, p. 38). Mais Halley a noté, que la valeur calculée pourrait être largement sous-estimée, parce qu'il n'a pas pris en compte l'effet du vent qui a, selon lui, une grande influence sur l'évaporation.

Plus tard (en 1693) Henry Hunt sous la direction de Halley a effectué des mesures d'évaporation au cours d'une année complète à partir d'un bac de 8 pouces carrés (environ 52 cm²) de superficie. Toutes les mesures ont été faites à 8h00 dans une pièce fermée au collège de Gresham en Angleterre (Halley, 1694; Cornes et al., 2011). La valeur de l'évaporation annuelle est égale à 64 pouces cubes (1049 cm³), qui correspondent à une couche légèrement inférieure à 8 pouces (203 mm) de profondeur. Étant donné que cette expérience a été menée dans une pièce fermée, l'évaporation sur terrain pourrait être supérieure par le fait que les effets du soleil et du vent ne sont pas pris en compte lors de l'expérience.

Halley montrait, dans son article publié en (1694), que la valeur d'évaporation annuelle mesurée par Henry Hunt est inférieure à celle trouvée par des chercheurs français (il n'a pas indiqué leurs noms(4)) qui ont fait leurs mesures à Paris et qui ont trouvé que l'évaporation annuelle à Paris est égale à 19 pouces. De même, les 8 pouces d'évaporation annuelle sont inférieurs à 40 pouces

(1) En fait, Le petite bac évaporatoire utilisé par Halley pour estimer l'évaporation de la Méditerranée était très semblable, en principe, aux bacs utilisés aujourd'hui.

(2) Dans cette recherche, Halley suppose que le débit de la Tamise égale le débit moyen des neuf principales rivières qui se jettent dans la Méditerranée.

(3) Les recherches les plus récentes d'Halley ont confirmé sa théorie disant que les eaux profondes de la Méditerranée sont plus salées que l'océan Atlantique adjacent. »(Cech, 2009, p. 38).

(4) J. Dooge explique dans son article publié en (1974) que les chercheurs français qui ont fait des mesures sur l'évaporation à Paris sont Pierre Perrault (1608-1680) et/ou Mariotte (1629-1684). Parce que il y a un article publié en 1674 (Anon., 1674) (généralement attribuée à P. Perrault et un article de Mariotte publié après sa morte (Mariotte, 1686).

d'évaporation annuelle pour le comté de Lancashire (en Angleterre) mesurés par M. Tomley. L'effet du vent, comme Halley a conclu, augmenterait l'évaporation au moins trois fois et le soleil l'augmenterait probablement deux fois *« the experiment were made, as i said, in a place as close from the wind as could well be contrived. For which reason i do not at all doubt, that had the experiment been made where the wind had come freely, it would have carried away at least three times as much as we found, without the assistance of the Sun, which might perhaps have doubled it »* (Halley, 1694, p. 184).

Pour conclure sur E. Halley, nous pouvons dire que les articles les plus importants d'Halley concernant l'évaporation et le cycle hydrologique ont été rédigés et publiés en (1687) , (1691) et (1694). C'est dans ces articles que nous trouvons la contribution d'Halley au développement de l'hydrologie quantitative. Après son article sur la quantité d'eau évaporée de la Méditerranée par la chaleur du soleil et le bilan hydrologique de son bassin versant publié en (1687), Halley est devenu le premier arrivant à estimer toutes les composantes d'un bilan hydrologique. Il a réussi à estimer les précipitations qui alimentent les rivières, la quantité d'eau entrée à la Méditerranée par les rivières, la quantité d'eau évaporée par la Méditerrané (Waiology, 2012), et son article sur la circulation des vapeurs et l'origine des ressorts, publié en (1691), prend l'argument d'une étape supplémentaire » (Malin, 1993, p. 152).

Le développement de l'hydrologie et de la météorologie au milieu du XVIIIe siècle a incité G. Rikhman (1711-1753), un physicien russe bien connu, à se consacrer pleinement à l'étude des processus liés à l'évaporation de l'eau. Il essaya d'abord de lier la théorie de l'évaporation à la loi de refroidissement des corps. Pour ses expériences, le chercheur utilisa des récipients cylindriques ouverts, présentant différentes surfaces évaporatoires, en les remplissant d'eau à des profondeurs différentes. La quantité de liquide évaporé pendant un intervalle de temps donné était déterminée par la différence de poids entre le volume d'eau initial et le volume d'eau restant. En s'appuyant sur un grand nombre d'expériences, Rikhman établit que l'évaporation de l'eau dépend de l'aire de la surface en eau, de la masse et de la profondeur de l'eau dans le récipient. Il montra aussi que l'évaporation s'accompagne toujours d'une diminution de la température de l'eau.



Georg Wilhelm Rikhmann (1711-1753)

Dans le but de pourvoir les stations météorologiques du pays en nouveaux instruments précis de mesure du degré de chaleur, Rikhman créa un évaporateur hydraulique pour la mesure précise de la quantité d'eau évaporée, un thermomètre météorologique pour la mesure de la température moyenne diurne et un baromètre spécial.

Il convient de noter que les études dans le domaine de l'évaporation faites par différents scientifiques avant le XVIIIe siècle sont sans grande importance pour le présent, parce que les expériences ne sont pas exactes, et les études théoriques à ce moment-là ne sont pas correctement mises au point (Vuglinsky, 2009).

Après Halley et Rikhman, les mesures d'évaporation fondamentales ont été faites par le Dr. Dobson. Durant 4 ans (1772-1775), il a observé l'évaporation à partir d'un bac cylindrique d'étain poli de 12 pouces (30,5 cm) de diamètre et 6 pouces (15.25 cm) de profondeur ; il a fait ses observations sur une pelouse près de Liverpool (en Angleterre). Le niveau d'eau dans le bac était de 2 pouces (environ 5 cm) en dessous de son bord supérieur. La valeur médiane d'évaporation annuelle pour les quatre années de mesure était 36,78 pouces (934,2 mm) *« If we take the medium of four years observations it appears, that the annual evaporation at Liverpool amounts to 36,78 inches »* (Dobson, 1777, p. 252).

Le bac utilisé par le Dr. Dobson a été le premier prototype des bacs évaporatoires contemporains. En plus de son bac évaporatoire, le Dr. Dobson en (1777) a été parmi les premiers qui ont fabriqué des pluviomètres à des normes d'aujourd'hui. Le pluviomètre était de 30 centimètres de diamètre et faisait partie d'une expérience plus large sur l'évaporation (Strangeways, 2010).

Plus tard John Dalton (1766-1844) a utilisé la méthode de Dobson pour estimer l'évaporation à Kendal (en Angleterre) durant 82 jours (Mars-juin) et il a obtenu une valeur de 5,414 pouces (137,5 mm) qui était un bon résultat pour ce moment-là.


John Dalton (1766-1844).

Comme dans le cas d'Edmond Halley, John Dalton n'était pas un hydrologue. Mais, ses réalisations, ses expériences et sa fameuse loi, que nous allons voir plus tard dans cette thèse, ont contribué de manière significative au développement de l'hydrologie quantitative. Grâce à ses travaux, Dalton représente un lien important entre les pionniers du 17ème siècle comme Perrault, Mariotte et Halley et les ingénieurs civils du 19ème siècle qui ont été plus intéressés par la mesure et l'estimation des précipitations, l'évaporation et l'écoulement des rivières à partir du point de vue de la conception des travaux publics à grande échelle.

Dans son ouvrage intitulé "*Meteorological observations and essays*", qui est publié pour la première fois (Dalton, 1793) à Kendal (Angleterre) et qui est légèrement modifié et republié (Dalton *et al*, 1834) à Manchester (Angleterre), Dalton montre que la température, l'humidité de l'air et la pression atmosphérique sont les facteurs météorologiques les plus importants dans la processus d'évaporation « *The following circumstances are found powerfully to promote evaporation; namely, heat, dry air, and a decreased weight or pressure of the atmosphere upon the evaporating surface.* » (Dalton et al., 1834, p. 125).

Dans la version publiée en 1834 de cet ouvrage, Dalton rapporte les résultats d'un certain nombre d'expériences sur la variation de la température d'eau bouillante en fonction de la pression de l'air, la pression varie de 30,0 pouces (762 mm) de mercure, jusqu'à 1,03 pouces (26.2 mm) de mercure, pression à laquelle le point d'ébullition était 80 °C. Dalton a conclu ces expériences en disant : La vapeur d'eau existe toujours en tant que fluide *sui generis*, diffusée entre les autres fluides aériens « *That aqueous vapour always exists as a fluids sui generis, diffused among the rest of the aerial fluids.* » (Dalton et al., 1834, p. 128).

Il résume ses premières remarques sur la mesure de l'évaporation et la place de l'évaporation dans le bilan hydrologique général en disant : L'évaporation de la terre, en général, doit être inférieure à la pluie qui y tombe ; sinon il ne pourrait y avoir de rivières. En hiver, l'évaporation est faible, par rapport à ce qu'elle est en été *« Evaporation from land in general must be less than the rain that falls on land ; otherwise there could be no rivers. In winter the evaporation is small, compared to what it is in summer. »* (Dalton et al., 1834, p. 130).

Il a enregistré l'évaporation à partir d'un bac évaporatoire (il n'a pas mentionné ses dimensions) exposé au vent et au soleil pendant plusieurs mois de 1793. Les valeurs qu'il rapporte sont résumées dans la (Table. 1) (extrait de Dalton, 1793).

Après ces mesures, Dalton a conclu qu'il n'a jamais trouvé, même pendant l'été, une valeur d'évaporation qui dépasse 0.2 pouce (environ 5.1 mm) par jour. À partir de cela, il croit que l'évaporation à partir d'une surface d'eau libre ou d'un sol, dans les zones tempérées et froides, ne peut pas dépasser la pluie qui tombe, même en été *« I never found the evaporation from water any summer much to exceed 0,2 of an inch in 24 hours, in the hottest weather. From these experiments, and other considerations, it seems probable, that the evaporation both from land and water, in the*

temperate and frigid zones, is not equal to the rain that falls there, even in summer. » (Dalton *et al*., 1834, p. 130).

Table. 1 : *l'évaporation moyenne et maximale journalière mesurée par Dalton en 1793*.

Mois	Nombre de jours	Evaporation moyenne		Evaporation maximale	
		Pouce	mm	Pouce	mm
Mars	13	0,033	0,84	0,064	1,63
Avril	21	0,0555	1,41	0,1115	2,83
Mai	26	0,0755	1,92	0,1346	3,44
Juin	14	0,063	1,6	0,098	2,49
Juillet	8	0,122	3,1	0,195	4,95

Après l'évaporation, Dalton a essayé d'expliquer le processus des précipitations produites par une cause opposée, à savoir le refroidissement. Il a constaté également qu'il y a plus de pluie dans les régions montagneuses que dans les zones plates *« that there is more rain in mountainous than in level countries »* (Dalton *et al*., 1834, p. 132)

Ensuite, en 1799, John Dalton a effectué le premier bilan hydrologique de l'Angleterre et du Pays de Galles. Il a conclu cette recherche sur le bilan hydrologique en disant que la pluie et la rosée de ces pays sont équivalents à la quantité d'eau enlevée par l'évaporation et déchargée par les rivières. Il a aussi généralisé les résultats de cette recherche, publiée en 1802, aux autres pays *« We may fairly conclude that rain and dew of this country are equivalent to the quantity of water carried off by evaporation and by the rivers. And, as nature acts upon general laws, we ought to infer, that it must be the case in every other country, till the contrary is proved. »* (Dalton, 1802a, p. 365 ; Brutsaert, 2005, p. 584 ; Dingman, 2015, p. 608). Les détails de cette recherche, menée par Dalton en 1799 et publié en 1802 sont les suivants :

- Tout d'abord, Dalton a estimé la valeur moyenne des précipitations en Angleterre et au Pays de Galles en se fondant sur des données de trente stations pluviométriques réparties sur la zone d'étude. La moyenne générale des trente stations était de 35,2 pouces (894 mm) de pluie par an, légèrement supérieure à la valeur médiane des précipitations enregistrées. Pour obtenir des résultats plus précis, Dalton a divisé la zone d'étude en sept régions, dont l'une était le bassin versant de la Tamise. Ensuite, il a calculé la valeur moyenne pour chaque région, puis la moyenne générale des régions. Le résultat final de ces calculs était 31 pouces (787,4 mm) de pluie qui tombe chaque année sur la zone d'étude. En ce qui concerne la rosée, il a cité quelques expériences du Dr. Hales qui a mesuré la quantité de rosée sur la terre humide et a estimé la valeur annuelle 3,28 pouces (environ 83 mm). Dalton a supposé que la rosée sur l'herbe serait plus abondante que sur la terre humide car la surface exposée est plus grande. Donc, il a estimé la quantité annuelle de rosée à 5 pouces (127 mm) et la somme annuelle de la pluie et de la rosée à 36 pouces (914,4mm).

  L'estimation de Dalton concernant l'écoulement des rivières n'a pas été basée sur des mesures directes prises par Dalton. En réalité, Il fonde son travail sur l'estimation effectuée par Halley de l'écoulement de la Tamise (Halley, 1687), mais il a été plus prudent que Halley pour relier l'écoulement de toute la région de l'Angleterre et du Pays de Galles à la décharge estimée de la Tamise. Dalton a considéré que le flux de la Tamise devrait être deux tiers du chiffre de 20,3 millions de tonnes par jour estimé par Halley. Dans le cas des six bassins

versants restants, il a calculé leurs superficies et a pris en compte les pentes générales et la nature du système de la rivière afin d'estimer le rapport probable entre l'écoulement de ces bassins et le flux de la Tamise. Suite à cette description, il a conclu : Il apparaît donc que cette estimation de l'eau déchargée par toutes les rivières en Angleterre et au Pays de Galles peut atteindre neuf fois celle déchargée par la Tamise (soient 13 pouces (330,2 mm). Il reste encore 23 pouces (584,2 mm) de pluie, avant que nous ayons disposé de toute la pluie et la rosée. (Dalton, 1802a).

Enfin, Dalton a estimé la quantité d'eau soulevée par évaporation. Il a distingué entre l'évaporation à partir d'une surface d'eau libre, d'une surface couverte et d'un sol nu comme suit : l'évaporation à partir des surfaces d'eau libres est la plus élevée, l'évaporation à partir des surfaces végétalisées vient en deuxième place et l'évaporation du sol nu est la plus faible *« it seems that the evaporation from water is greatest; that from green ground is probably next, and that from bare soil the least. »* (Dooge, 1974, p. 13). En basant sur les mesures d'évaporation prises par Dr. Dobson à Liverpool et les estimations de la transpiration des herbes effectuées par Dr. Watson(1), Évêque de Llandaff, Dalton a estimé l'évaporation annuelle à 17 ou 18 pouces (431,8 ou 457,2 mm). (Dooge, 1974, p. 13).

S. Dingman en 2015 a commenté ce bilan hydrologique en disant : À partir de 1800 Dalton avait fermement établi la nature de l'évaporation et les concepts actuels du bilan hydrologique mondial *« By about 1800 Dalton had firmly established the nature of evaporation and the present concepts of the global hydrologic cycle. »* (Dingman, 2015, p. 608).

Bien que le bilan hydrologique de la Méditerranée et de son bassin versant réalisé par E. Halley en 1687 était le premier bilan dans lequel toutes ces composantes ont été mesurées, le bilan hydrologique de l'Angleterre et du Pays de Galles effectué par Dalton (en 1799) était, probablement, le premier bilan qui se base, dans l'estimation de toutes ses composantes, sur les travaux des autres chercheurs. Bien que le calcul de Dalton du bilan hydrologique de l'Angleterre et du Pays de Galles n'ait pas abouti à un équilibre exact (787,4 mm de pluie + 127 mm de rosée ≠ 330,2 mm de déchargement par les rivières + 431,8 mm d'évaporation), c'était une contribution importante au développement du concept du bilan hydrologique.

Il convient de mentionner qu'en plus de ces expériences concernant la mesure d'évaporation et le calcul du bilan hydrologique, Dalton et son ami Thomas Hoyle ont construit le premier transpiromètre en 1795. Il s'agit d'une cuve de 10 pouces (25.4 cm) de diamètre et 3 pouces (7.6 cm) de profondeur qui a été remplie de terre et munie d'un tuyau de drainage dont le fond se termine par un petit récipient. Ils ont utilisé ce transpiromètre pour mesurer l'évapotranspiration entre 1796 et 1798. Pour la première année, le sol était nu, mais pour les deux dernières années, il a été couvert d'herbe. L'évapotranspiration a été mesurée en sachant la différence entre les précipitations et la quantité d'eau drainée via le fond du transpiromètre et stockée dans le récipient. L'évaporation moyenne mesurée pour les trois années était 25,158 pouces (639 mm). (Dooge, 1974, p. 13).

1.2.2 – *Les instruments contemporains utilisés pour mesurer l'évaporation et l'évapotranspiration*

Le XIXème et le XXème siècles ont connu une grande révolution dans le domaine des outils de mesure de l'évaporation, l'évapotranspiration et même le pouvoir évaporant de l'atmosphère. Parce que ces instruments sont nombreux et qu'ils sont très différents en ce qui concerne leurs principes de fonctionnement et parce que plusieurs d'entre eux ont été créés et développés en même temps, il est difficile de présenter ces instruments dans un ordre chronologique. Pour ces raisons, nous avons

(1) Dr. Watson a constaté que dans une saison sèche d'environ 0,07 pouces (1.78 mm) par jour évapore d'une parcelle d'herbe.

divisé les instruments de mesure de l'évaporation en trois groupes. Chaque groupe est composé des différents types d'instruments qui ont le même principe de fonctionnement. Nous avons essayé de donner des idées générales sur ces différents types d'instruments et de montrer les points forts et les points faibles de chaque type. Nous avons indiqué la date de création de plusieurs instruments mais pour plusieurs autres nous ne l'avons pas fait car, selon notre recherche bibliographique, nous n'avons trouvé aucune information concernant leur date de fabrication(1). Plus loin dans cette thèse nous allons présenter, en détail, les instruments que nous avons choisis pour effectuer les mesures sur nos terrains d'étude.

1.2.2.1 - Les bacs d'évaporation

Les bacs d'évaporation sont les instruments les plus communément utilisés pour mesurer l'évaporation. Actuellement, il y a plus de vingt-cinq modèles différents et la liste va continuer à augmenter (Maidment, 1993). En général, les bacs d'évaporation sont des appareils constitués d'un bassin ou d'une cuve d'assez grandes dimensions, dans lequel on mesure l'abaissement du niveau de l'eau sous l'action de l'évaporation. Au contraire des premiers bacs utilisés par Halley, Dobson, Dalton...etc, où les dimensions sont petites (voir très petites), les bacs d'évaporation contemporains ont des dimensions plus grandes. Certains sont carrés, d'autres cylindriques ; certains sont installés au-dessus du sol, d'autres sont enterrés de façon à ce que l'eau soit sensiblement au même niveau que le sol. Les bacs d'évaporation sont parfois installés sur des plates-formes flottantes ancrées sur des lacs ou d'autres plans d'eau. La raison principale pour fabriquer ces bacs était la difficulté d'accéder à la mesure directe de l'évaporation d'une surface d'eau. Parmi les différentes types de bacs évaporatoires nous pouvons citer :

Les bacs d'évaporation sur charpente dont le type est celui dit « de classe A », utilisé de façon systématique aux États Unis par l'U. S. Weather Bureau : il a été recommandé par l'OMM et l'AIHS (Association internationale des sciences hydrologiques) comme instrument de référence. Il mesure 121,9 cm de diamètre et 25,4 cm de profondeur ; l'eau est maintenue à 5 ou à 7,5 cm du rebord. Ce récipient cylindrique est réalisé en fer galvanisé. Ce type de bac d'évaporation est le plus utilisé dans les recherches scientifiques pour estimer l'évaporation des plans d'eau (Kohler, 1952 ; Webb, 1966 ; Brutsaert et Yeh, 1976 ; Morton, 1983 ; Likens, 1985 ; Vardavas, 1987 ; Singh et Xu, 1997 ; Fu *et al*., 2004 ; Rimmer *et al*., 2009). Les mesures prises par un bac de classe A ont besoin d'un coefficient de correction pour être utiles dans l'estimation de l'évaporation des lacs et des réservoirs de barrage de moyenne à grande profondeur (Lenters *et al*. 2013). Ce coefficient dépend de la saison, de l'emplacement et d'autre facteurs (Kohler *et al., 1955 ;* Abtew 2001). Tanny *et al* (2008) montre que la différence d'évaporation à partir d'un bac de classe A et d'un grand réservoir voisin est très grande, principalement en raison de l'énorme différence des volumes d'eau et de stockage de chaleur (Tanny *et al*., 2011). Cependant ces mesures directes peuvent être utilisées sans coefficient de correction pour estimer l'évaporation à partir des plans d'eau de faible profondeur (Ponce,1989).

Les bacs d'évaporation enterrés dont le type est celui dit « Colorado » (Figure. 1), mis au point par la Station Expérimentale d'Agriculture du Colorado. Ce bac est un des plus anciens bacs d'évaporation standardisés, datant de la fin des

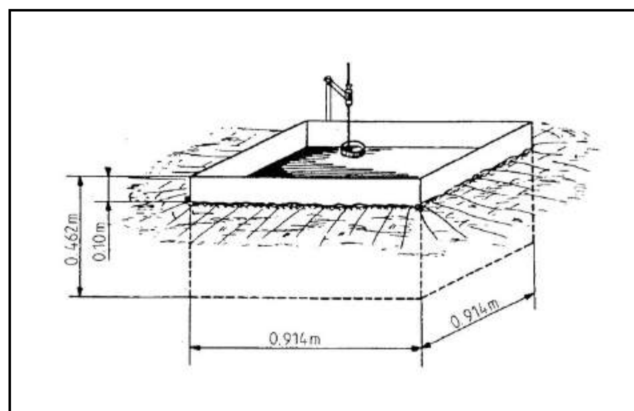


Figure. 1 : *Bac enterré type Colorado (d'après Remenieras, 1986)*

(1) Un article scientifique sur l'ordre chronologique de l'apparition des instruments de mesure de l'évaporation peut être très intéressant à faire plus tard.

années 1800 (Brutsaert, 1982). Il est de forme carrée de 91,4 cm de côté et a une profondeur de 45,7 cm ; l'eau est maintenue à 10,2 cm du rebord, au niveau du sol. Il existe une version « métrique » de ce bac ayant un mètre carré de superficie et 50 cm de profondeur ; il est enterré, son bord supérieur restant à 10 cm au-dessus du sol et l'eau est maintenue à peu près au même niveau que le sol. Ce type de bacs d'évaporation est moins répandu dans la littérature scientifique par rapport au bac de classe A, surtout pour les recherches récentes datant d'après 1980 (Rodier et Touchebeuf, inconnu ; Department of the Interior, 1952 ; Nordenson et Baker, 1962).

Le bac BPI (Bureau of Plant Industry), a été développé et utilisé dans des endroits secs dans la partie ouest des Etats Unis (Brutsaert, 1982). C'est un bac enterré, comme le précédent, de manière que le bord supérieur se trouve à 5,1 cm au-dessus du sol ; l'eau étant maintenue à peu près au même niveau que le sol. Cette installation permet de réduire les variations de température dans le bac. Le bac est cylindrique, en tôle galvanisée non peinte, et mesure 182,8 cm de diamètre avec une profondeur de 61 cm. Un micromètre mis dans un puits de tranquillisation est utilisé pour mesurer les quantités quotidiennes d'évaporation dans le bac. Ce bac était le plus utilisé aux États Unis avant l'acceptation du bac de classe A au niveau national et plus tard au niveau international par l'OMM (Klink, 2006).



Figure. 2 : *Le bac BPI*
(D'après Department of the Interior, 1952, p. 131)

Plusieurs études avaient comparé l'évaporation mesurée par un bac de classe A (x) et un bac de type BPI (y) (Brown et Hallstead, 1952 ; Dightman, 1953 ; Dightman, 1960). Toutes ces études montrent que le ratio (x/y) varie entre 1,2 à 1,5, et que la variation est liée étroitement aux conditions climatiques.

Le bac GGI-3000 est un bac d'évaporation qui a été développé dans l'U.R.S.S., et utilisé plus largement en Europe orientale dans diverses conditions climatiques (Stoenescu *et al*., 1962 ; Stan *et al.*, 2015 ; Stan *et al.,* 2016). Le nom GGI vient de l'abréviation de Gosudarstvennyj Gidrologičeskij Institut (Institut Hydrologique d'Etat), car il est fabriqué par cet institut. 3000 vient de son aire de 3000 cm². Le bac se compose d'une forme cylindrique avec une base conique. Il est fait de tôle galvanisée avec une surface de 3000 cm², d'un diamètre de 61,8 cm et d'une profondeur de 60 cm (WMO, 2008). Le bac GGI-3000 peut être enterré dans le sol avec 7,5 cm du bac au-dessus du sol ou peut être installé sur un radeau (voir la Photo. 1). Ce bac est rempli d'eau jusqu'à 10 cm de son rebord s'il est installé sur un radeau ou jusqu'au niveau du sol entourant s'il est enterré. Le bac GGI-3000 fonctionne bien et se caractérise par une relation extrêmement stable avec les facteurs météorologiques qui conditionnent l'évaporation.

F. Neuwirth (1973) a effectué une expérience pour comparer un bac GGI-3000 flottant sur un radeau au milieu de lac Neusiedl (Autriche-Hongrie), un bac GGI-3000 installé au bord du lac et un bac de classe A. Les résultats de cette étude montrent que le bac GGI-3000 flottant est le meilleur pendant les jours de faible vitesse du vent. Mais pendant les jours où la vitesse du vent dépasse 25 km/h les mesures de ce bac sont considérées comme inutilisables. Le bac GGI-3000 enterré au bord du lac est une bonne alternative du bac GGI-3000 pendant les jours de forte vitesse du vent. Le bac de classe A vient en troisième place en raison de son



Photo. 1 *: Le bac GGI-3000*
(D'après Stan et al., 2016, p. 284)

influence importante sur la température de l'eau qu'il contient.

Le bac de 20 m² ou le bassin de 20 m² de la Fédération de Russie est également créé et développé dans l'U.R.S.S (Brutsaert, 1982). Le bassin d'évaporation est de forme cylindrique à fond plat. Il a un diamètre de 5 m, et une surface de 20 m², sa profondeur est de 2 m. Il est composé de tôles de fer de 4 à 5 mm d'épaisseur ; Les surfaces extérieures et intérieures exposées du bac sont peintes en blanc. Semblable au bac GGI-3000, le bassin de 20 m² est enterré dans le sol et son rebord dépasse le sol de 7,5 cm ; et le niveau d'eau dans le bassin est approximativement au même niveau que le sol.

L'organisation météorologique mondiale (OMM) a patronné dans plusieurs pays, un programme d'observations comparatives (OMM, 1976) effectuées à l'aide du bac de classe A, du bac GGI-3000 et du bassin de 20 m². Ce qui a permis la mise au point de recommandations d'ordre opérationnel quant à leur pertinence en fonction de conditions climatiques et physiographiques diverses.

À notre connaissance, les recherches scientifiques effectuées sur le sujet de l'évaporation et qui sont basées sur les mesures prises par le bassin de 20 m² sont très rares.

Les bacs flottants, les premières tentatives d'utiliser des bacs flottants pour mesurer l'évaporation des mers et des océans ont commencé à apparaître depuis le milieu du XIXème siècle avec les observations d'Hadley et les tentatives infructueuses de Mohn (ils sont facilement inondées par les vagues). Au début du XXème siècle d'autres chercheurs ont commencé à développer un bac flottant pour mesurer l'évaporation à partir des plans d'eau plus petits (lacs et réservoirs). Par exemple, C. Marvin (1909) explique que les différences entre l'évaporation mesurée par des bacs à évaporation et l'évaporation réelle d'un lac peuvent être petites si les bacs utilisés sont des bacs flottants « *Theses differences may be small in the case of flotting pans* » (Marvin, 1909, p. 142).



Photo. 2 *: Bac flottant*
(D'après Klink, 2006, p. 34)

En fait, les bacs flottants offrent la possibilité d'éviter une vaste gamme de coefficients de corrections parce qu'ils sont immergés dans l'eau. Ils tentent essentiellement d'imiter leur environnement, y compris l'évaporation. Bien que les températures de surface de l'eau du plan d'eau et du bac flottant sont extrêmement proches, il y aura une différence et un certain type de facteurs de correction que nous devons toujours prendre en considération, mais une valeur plus cohérente peut être obtenue (Klink, 2006).

Malgré leur importance, les bacs flottants ne sont pas aussi communs que les bacs mentionnés ci-dessus. Dans le même temps, l'utilisation des bacs flottants implique souvent des difficultés techniques considérables, en particulier à des vitesses de vent élevées.

Dans la littérature scientifique nous ne trouvons pas une seule forme de bac flottant, même les bacs de même forme ont des dimensions différentes. Nous pouvons citer ici quelques exemples comme celui de l'Institut de Géologie des États Unis et celui fabriqué et utilisé par M. Klink en (2006) (voir la Photo. 2).

Plus loin dans cette thèse, nous allons présenter un bac flottant fabriqué et utilisé principalement pour réaliser cette recherche.

1.2.2.1.1 - Influence de la nature du bac d'évaporation

Dans les premiers documents sur la mesure de l'évaporation, les chercheurs ont supposé que le taux d'évaporation à partir d'un petit récipient ouvert, rempli d'eau et placé à l'air libre, est égal à celui d'un plan d'eau. En conséquence, pour déterminer l'évaporation d'un plan d'eau, la valeur donnée par l'évaporomètre (ou le bac d'évaporation) est directement multipliée par le rapport entre la surface du plan d'eau et la surface du bac. Cependant, il a été remarqué depuis longtemps qu'un tel calcul conduit à des valeurs d'évaporation loin (voire très loin) de l'évaporation réelle. Cette variation de l'évaporation est due à la différence entre la température de la surface de l'eau dans ces bacs et celle des plans d'eau, la diminution de la vitesse du vent au-dessus de la surface des bacs est due à ses parois, ce qui conduit, en conséquent, à une augmentation de l'humidité relative dans la couche d'air qui est en contact direct avec la surface de l'eau existant dans les bacs. Pour toutes ces différences, il est nécessaire d'appliquer un coefficient aux valeurs données par le bac (KB)[(1)] pour obtenir de meilleures estimations de l'évaporation des plans d'eau (Gupta, 2001).

L'évaporation des différents types de bacs comparées à celle d'une grande nappe d'eau montrent que le coefficient à appliquer pour passer de l'une à l'autre n'est pas constant au cours de l'année et souvent d'une année à l'autre. Mais, les coefficients annuels des bacs varient généralement entre 0,60 à 0,90 avec une valeur moyenne annuelle de 0,74 pour les bacs sur charpente et plus de 0,80 pour les bacs flottants et enterrés (Maidment, 1993 ; Parcevaux *et al.*, 1990). Ces coefficients sont étroitement liés à la localisation du bac, le type du bac, la topographie de terre entourant le bac, le type de climat dominant dans la zone d'étude, la saison...etc (Doorenbos et Pruitt, 1977).

Pour des bacs d'évaporation de même forme et de mêmes dimensions, les bacs sur charpente évaporent beaucoup plus que les autres types de bacs ; les bacs flottants et enterrés donnent à peu près les mêmes résultats (Parcevaux *et al.*, 1990). La plus grande variabilité a été observée pour les bacs sur charpente, tandis que les bacs flottants et enterrés ont des coefficients qui varient dans de bien moins larges limites et sensiblement de la même façon.

D'autres erreurs moins importantes peuvent apparaître et sont dues à une couche de poussière sur la surface de l'eau dans le bac, des sécrétions huileuses d’insectes qui débarquent sur le bac, des oiseaux qui se baignent dans le bac, des animaux qui boivent dans le bac et des grillages de protection qui perturbent fortement la circulation de l'air à la surface du bac de mesures. (Meyer, 1942).

À la suite d'expériences faites à Denver (Colorado) sur des bacs enterrés, il est apparu que l'évaporation diminuait quand le diamètre du bac augmentait (ce qui est reflété par le coefficient de réduction à appliquer pour passer de l'évaporation mesurée sur bac à l'évaporation d'une nappe d'eau) ; cette diminution étant faible pour les bacs de 2,7 à 3,7 mètres qui paraissent avoir une évaporation très voisine de celle d'une grande surface d'eau. La profondeur du bac semble n'avoir que peu d'importance à condition d'être supérieure à 60 cm ; il est évident que les bacs peu profonds sont très sensibles aux conditions ambiantes : l'évaporation est relativement plus élevée pendant la période chaude ou très ventée et plus faible pendant la période froide et les périodes calmes (Parcevaux *et al.*, 1990).

1.2.2.1.2 – Les dispositifs de mesure de l'eau évaporée de bacs.

L'évaporation se traduit par la perte d'un certain volume d'eau. La mesure de l'évaporation se fait alors en ajoutant un volume d'eau identique, de manière à rétablir le niveau dans le bac à sa valeur initiale, cette cote de référence étant le plus souvent matérialisée par l'extrémité d'une pointe de

(1) $K_B = E_R / E_M$ où : E_R est l'évaporation réelle du plan d'eau ; E_M est l'évaporation mesurée par un bac d'évaporation.

mesure. Elle peut également être remplacée par un dispositif de niveau constant : électrovanne, flotteur à densité variable... Cette disparition d'un certain volume d'eau du fait du phénomène évaporatoire se traduit par une baisse du plan d'eau théoriquement égale à la hauteur d'eau évaporée ; c'est le plus souvent cette variation de niveau qui sera prise comme valeur de l'évaporation. Nous la mesurons à l'aide d'une pointe limnimétrique, ou nous l'enregistrerons par l'intermédiaire d'un limnigraphe. Dans les deux cas, il est essentiel que le dispositif de mesure soit dans un puits ne communiquant avec la partie principale du bac que par un petit orifice situé dans le fond afin d'éviter l'influence du vent.

Cette substitution d'une mesure de longueur à la mesure d'un volume fait évidemment perdre beaucoup de précision à l'appréciation du phénomène ; elle introduit de nouvelle causes d'erreur : dilatation du récipient, variation de la densité de l'eau. Cette dernière cause d'erreur peut être éliminée en rapportant la diminution de niveau à une pression différentielle entre deux niveaux d'eau ; l'une des deux surfaces est soumise au phénomène évaporatoire tandis que la seconde, protégée, sert de niveau de référence. Mais ces causes d'erreur sont négligeables vis-à-vis de celles introduites par les chutes de pluie. Il y a d'abord, lorsque ces dernières sont importantes, les risques de débordement, puis les difficultés d'introduire une rectification égale à la hauteur de ces précipitations comprenant la perte antérieure par évaporation. En effet, la hauteur appréciée par un pluviomètre, même s'il est placé dans les même conditions de hauteur que le bac, diffère notablement du fait de la différence des surfaces réceptrices d'une part, et d'autre part à cause des rejaillissements tant dans le bac que sur le sol environnant.

La seule méthode qui puisse donner une idée de l'importance du phénomène évaporatoire est celle par pesée. Cette méthode est utilisée principalement dans le domaine de l'évapotranspiration.

1.2.2.2 – Les lysimètres

Le lysimètre se compose d'une cuve, ou même d'un cadre, d'un volume qui varie selon l'utilisation du lysimètre. La cuve du lysimètre est emplie du même type de sol que celui du terrain avoisinant, ou mieux elle est remplie d'une carotte prise dans le sol « le moins perturbé possible » à proximité. La quantité de sol placée dans un lysimètre varie de quelques kilogrammes à plusieurs dizaines de tonnes. Ce sol est mis à l'étude en vue de la mesure de la production, du drainage, de l'évaporation et de l'évolution des sels minéraux (en particulier des éléments nutritifs) (Führ *et al.*, 1998 ; Meissner *et al.*, 2000 ; Meissner *et al.*, 2002 ; Bethge-Steffens *et al.*, 2004 ; Meissner et Seyfarth, 2004). Dans la plupart des cas, le lysimètre porte une végétation semblable à celle de l'environnement naturel et, que nous pesons régulièrement. Le premier lysimètre a été construit en 1875 par le botaniste E. Sturtevant aux États-Unis (Sturtevant, 2009, p. 4[(1)]).

Un lysimètre comporte en partie basse une ouverture assurant l'écoulement naturel en vue de la mesure des hauteurs d'eau drainées (voir la Figure. 3). La profondeur d'un lysimètre est généralement de 0,5 à 2 mètres, sa surface de 0,3 à 4 mètres carrés. Lorsqu'il est utilisé pour mesurer l'évaporation de l'eau que peut contenir un sol et la végétation qui lui est associée, c'est un *évapotranspiromètre.* La mesure de l'évapotranspiration se déduit alors de l'équation du bilan hydrique :

$$P + I \pm R - E - D \pm S = 0 \text{ .... (1)} \quad \text{(Parcevaux } et\ al.\text{, 1990, p. 154)}$$

(1) Ce livre a été publié avant 1923 mais il est réimprimé en 2009 par BiblioBazaar.

où : P = précipitations, I = irrigation, R= apports ou pertes par ruissellement, D= drainage, E= évapotranspiration ou évaporation s'il n'y a pas de végétation, S= variation des réserves hydriques.

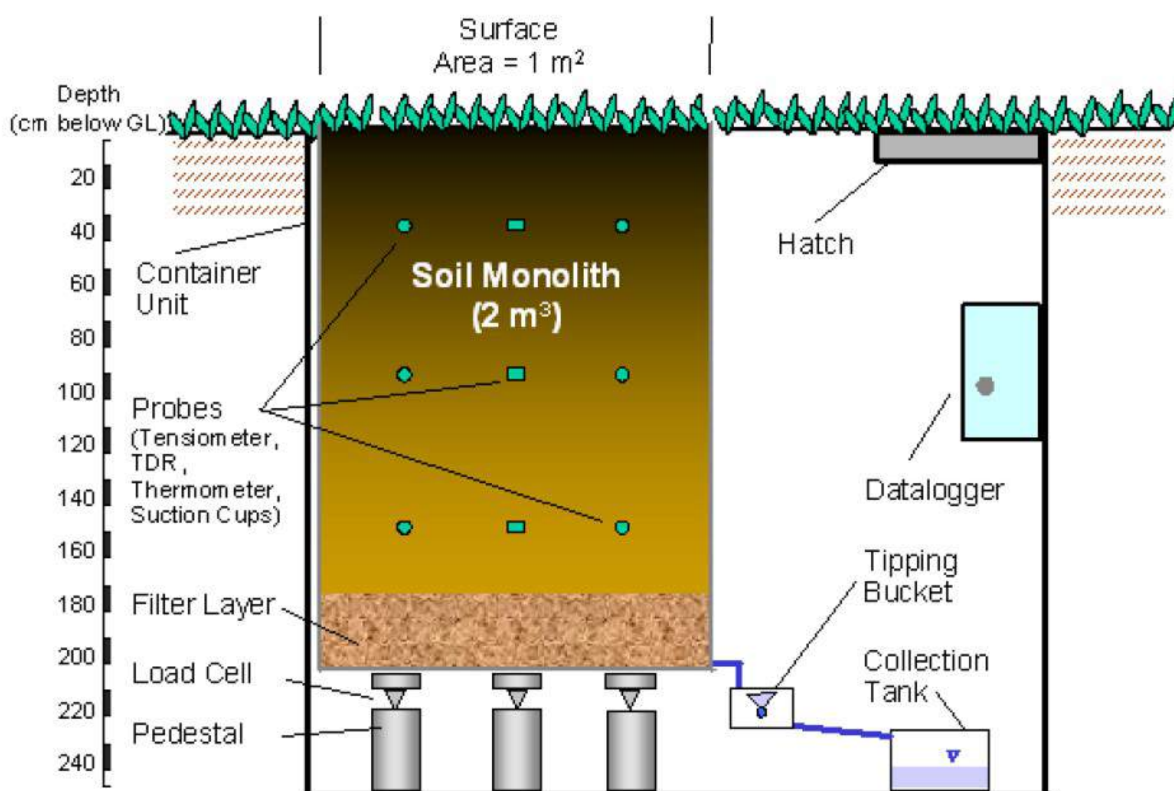


Figure. 3 : *Lysimètre, schéma de parincipe (D'après Meissner et Seyfarth, 2004, p. 3)*

À de rares exceptions près, nous nous arrangeons pour éliminer le terme de ruissellement en opérant sur un système horizontal limité par un rebord interdisant les écoulements superficiels. L'estimation de l'évapotranspiration (ET) suppose alors la connaissance des autres termes : P, I, D, et S. lors de chaque drainage, le stock d'eau se retrouve à peu près le même ; ainsi la variation de stock est nulle d'un drainage au suivant et on déduit l'évapotranspiration rélle (ET) pour cette période intermédiaire par :

$ET = P + I - D$.............(2) (Parcevaux *et al.*, 1990, p. 154)

Dans la conduite normale d'un lysimètre il n'y a pas d'apports d'eau (irrigation) ; la période comprise entre deux drainages consécutifs peut alors atteindre plusieurs mois et le lysimètre ne donne qu'une estimation globale de l'évapotranspiration durant cette longue période. Cette estimation est par ailleurs entachée d'une erreur : la profondeur de sol est limitée à celle du lysimètre.

L'évapotranspiromètre n'est autre qu'un lysimètre de faible profondeur conduit avec des irrigations fréquentes visant à raccourir la période entre deux drainages et à donner ainsi la valeur de l'évapotranspiration sur de courts laps de temps. L'évapotranspiration mésurée correspond dans ces conditions à l'évapotranspiration maximale (ETm).

Le lysimètre pesable donne, par différence de poids entre deux mesures consécutives, la variation de stock d'eau du système (S) ; si la cuve est fermée à sa partie inférieure, le drainage est nul et on peut en déduire, en l'absence d'irrigation :

$$ET = P \pm S............(3)$$ (Parcevaux *et al.*, 1990, p. 154)

Un tel lysimètre permet de suivre, sur des laps de temps de un à quelques jours l'évapotranspiration réelle (ET). Pour que la mesure de l'évapotranspiration reste représentative des conditions naturelles, par forts déficits en eau du sol, la cuve doit être aussi profonde que possible ; à cet égard, même une profondeur de deux mètres, sous culture herbacée, peut s'avérer insuffisante par forte sécheresse. Dans le cas de ces deux dispositifs la représentativité des mesures exige de limiter, autant que faire se peut, les échanges advectifs entre le lysimètre (ou l'évapotranspiromètre) et son environnement immédiat (anneau de garde).

Tous ces dispositifs expérimentaux sont ponctuels et fournissent l'évaporation ou l'évapotranspiration horaire ou journalière d'une petite parcelle de terrain (Rana et Katerji, 2000). M. Müller (1982) dit que les résultats obtenus en utilisant le lysimètre sont assez fiables, mais il est problématique de les généraliser et de les relier à de vastes zones *« The results obtained in this way are fairly dependable but it is problematic to generalize them and to relate them to large areas. »* (Müller, 1982, p. XII).

Il convient de mentionner aussi que l'isolation entre le sol existant dans le lysimètre et le sol entourant peut génèrer une erreur de la détermination de l'évaporation ou l'évapotranspiration réelle. (Budyko and Timofeev, 1952). Lorsque le lysimètre est utilisé pour mesurer l'évaporation ou l'évapotranspiration une fois en plusieurs jours, il est très nécessaire d'avoir des données sur les précipitations et le drainage (Budyko, 1974)

1.2.2.3 – Les évaporomètres

L'évaporomètre est un appareil de mesure de l'eau évaporée, dont le capteur est une surface standardisée (porcelaine ou papier buvard) maintenue humide, dont la perte en eau est mesurée.

Ces instruments ne mesurent donc pas directement l'évaporation d'un plan d'eau, ni l'évapotranspiration d'un sol enherbé ; ils ne fournissent qu'une indication du pouvoir évaporant de l'atmosphère.

Parmi les différents types d'évaporomètres nous pouvons citer :

<ins>L'atmomètre de Livingstone</ins> dont le capteur est une sphère creuse, de porcelaine poreuse, d'environ cinq centimètres de diamètre et d'un centimètre d'épaisseur ; elle est remplie d'eau distillée provenant d'un réservoir gradué qui permet son alimentation permanente ; la perte d'eau constitue la mesure de l'évaporation.

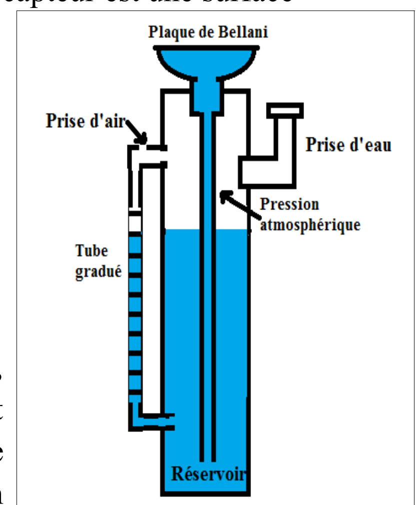


Figure. 4 *: L'atmomètre de Bellain, Source : wikipedia*

<ins>L'atmomètre de Bellain</ins> dont le capteur est un disque de porcelaine noircie, d'environ 7,5 cm de diamètre et quelque millimètres d'épaisseur, placé horizontalement au sommet d'une cheminée en verre alimentée en eau par un réservoir gradué qui permet, comme précédemment, la mesure de l'évaporation (voir la Figure. 4).

<ins>L'évaporomètre de Piche</ins> : nous allons présenter l'évaporomètre de Piche en détail plus loin dans cette thèse. Mais nous donnons ici une petite présentation historique de cet instrument. Cet évaporomètre a été fabriqué par M. Piche en 1872 (Piche, 1872 cité par De Vries et Venema, 1954). Le principe de l'évaporomètre de Piche s'appuie sur la mesure de la vitesse à laquelle un film d'eau

disparaît de la surface du sol (Hufty, 2001, p. 359). L'évaporomètre de Piche est utilisé sous abri depuis le début de 20ème siècle ; ses indications sont bien reliées au terme aérodynamique de la formule de Penman (Papaioannou et al., 1998) de telle sorte qu'un réseau d'évaporomères de Piche complète utilement les rares stations où l'ETP Penman peut être calculable, à condition d'avoir les coefficients nécessaires (Brochet et Gerbier, 1977).

Pour conclure cette partie de la thèse, il est très important de noter que les mesures directes d'évaporation prises par des instruments déjà présentés (Bacs d'évaporation, lysimètres et evaporomètres) ne sont représentatives que d'une petite surface où les conditions météorologiques, topographiques, végétatives...etc sont semblables à celles de site de mesure.

1.3 – Le calcul de l'évaporation et de l'évapotranspiration (depuis Dalton 1802 à nos jours)

Le calcul d'évaporation à partir des surfaces d'eau libres en utilisant des formules et des équations mathématiques a commencé depuis longtemps. À savoir, depuis la deuxième moitié du XVIIème siècle avec la méthode du bilan hydrologique (Halley, 1687). Plus tard, plus précisément, au début de XIXème siècle une nouvelle catégorie de formules mathématiques utilisées pour estimer le taux d'évaporation à partir des données météorologiques est apparue. Cette catégorie basée sur la loi de Dalton (Dalton, 1802b). Durant le XIXème siècle aussi, les formules empiriques commencent à apparaître (Stefan, 1879 ; Dieulafait, 1883). Le développement des méthodes mathématiques continue au XXème siècle avec l'apparition des méthodes de diffusion turbulente de la vapeur d'eau (Reynolds,1874 ; Taylor, 1915 ; Jeffreys, 1918) et les méthodes du bilan énergétique (Schmidt, 1915). Vers le milieu du XXème siècle, Penman a élaboré la première équation qui a combiné la méthode de transfert de masse et la méthode de bilan énergétique (Penman, 1948).

Dans cette partie nous essayons de donner des idées générales sur chaque catégorie de méthodes mathématiques, montrer les chercheurs qui ont créé, développé et utilisé ces méthodes. Nous allons aussi, à la lumière des études précédentes, montrer quelques points forts et quelques points faibles de ces méthodes. Nous allons éviter l'explication des équations mathématiques car nous allons, plus loin dans cette thèse, consacrer une partie complète à expliquer en détails toutes les méthodes et les formules mathématiques que nous avons utilisées pour calculer l'évaporation de nos étangs d'étude.

1.3.1 – *Les méthodes du bilan hydrologique*

La méthode du bilan hydrologique pour la détermination de l'évaporation des lacs, des réservoirs et des étangs est la méthode la plus directe et la plus simple sur le papier, mais elle est difficile dans la pratique (Sharif, 1989 ; Darwish, 1998). Dans des conditions favorables du site, cette méthode donne des mesures directes de l'évaporation sans nécessiter de connaissance de l'essence du processus d'évaporation ou des données climatologiques. Cette méthode peut être utilisée pour calculer l'évaporation pour toutes périodes (journalière, mensuelle, saisonnière ou annuelle).

Le principe de cette méthode se base sur les concepts d'entrée et de sortie. Par exemple, à l'échelle mondiale, les précipitations annuelles tombées sur les océans, les lacs et les autres plans d'eau et les terres sont égales à l'évaporation des océans, des lacs et des autres plans d'eau et des terres. Pour calculer l'évaporation d'un étang (ou n'importe quel plan d'eau), il faut connaître le débit entrant et sortant de l'étang, l'infiltration vers les nappes ou l'alimentation de l'étang par les nappes phréatiques et les précipitations tombées sur la surface de l'étang. Pendant la période où il n'y a pas de débit entrant ni sortant et surtout pendant la saison de sécheresse où les précipitations sont égales à zéro, l'évaporation (E) des plans d'eau peut être calculée en connaissant le changement de niveau

de l'eau (ΔD) et l'infiltration (± I). Une erreur considérable peut apparaître dans les cas où l'infiltration est considérée comme nulle.

$$E = \Delta D \pm I .... (4)$$

J. Turner (1966) a mesuré avec succès l'évaporation et l'infiltration du lac Michie en Caroline du Nord. Il a constaté que les estimations annuelles moyennes d'infiltration et d'évaporation étaient respectivement de 28,6 et 39 pouces (726,44 et 990,6 mm). Nous pouvons donc imaginer la valeur surestimée d'évaporation que nous allons trouver en supposant que l'infiltration dans l'équation (4) est égale à zéro.

Pour déterminer l'évaporation (E) (plus précisément l'évapotranspiration) d'une vaste région ou d'un bassin versant, il suffit de savoir la différence entre les précipitations (P) reçues par cette région et la quantité d'eau qui en sort par le ruissellement (R).

$$E = P - R \text{ .... (5)}$$

Cette simple équation a été largement utilisée pour déterminer l'évaporation annuelle moyenne dans de nombreuses enquêtes et elle a permis la construction d'un certain nombre de cartes d'évaporation (Budyko *et al.*, 1963). En effet, M. Budyko, qui avait effectué beaucoup de travaux fondés sur les liens entre le bilan hydrologique et le bilan thermique, rapporte dans son ouvrage publié en (1974) que le calcul d'évaporation en utilisant l'équation (5) donne des résultats plus fiables pour des surfaces relativement grandes, de l'ordre de milliers de kilomètres carrés.

En général, la précision des différentes formules du bilan de l'eau dépend de la précision des mesures de leurs variables. Par exemple, des erreurs de mesure des précipitations moyennes sur la zone d'étude ou les erreurs de mesure des débits entrants et sortant d'un plan d'eau peuvent conduire à une erreur considérable dans l'estimation de l'évaporation.

Bien que cette méthode existe depuis le XVIIème siècle, il nous faut attendre jusqu'au milieu des années 1880 pour trouver le premier chercheur qui l'ait utilisé pour établir un bilan hydrologique de l'ensemble des continents de la planète. Ce chercheur est le climatologue russe Alexandre Voéïkov (Touchart, 2014). Parmi les très nombreuses recherches qui sont basées sur cette méthode grâce à sa simplicité, nous pouvons citer : (Rohwer, 1931 ; Lowry et Johnson, 1942 ; Kohler et al., 1955 ; Högström et Larsson, 1968 ; Boyer, 1971 ; Budyko, 1974 ; Dolan *et al.*, 1984 ; Holmes, 1984 ; Farrington *et al.*, 1990 ; Gilman, 1994).

1.3.2 – *Les méthodes de transfert de masse*

Bien que la méthode du bilan hydrologique soit capable de calculer l'évaporation d'une manière indirecte, la méthode de transfert de masse est, véritablement, la première méthode qui calcule l'évaporation en utilisant des données météorologiques.

Au début du XIXème siècle, John Dalton avait proposé une équation pour calculer l'évaporation en s'appuyant sur la différence entre la pression de vapeur d'eau de la surface de l'eau et la couche d'air sus-jacente et en prenant en compte l'influence de la vitesse du vent sur le processus. Cette équation peut s'écrire comme indiqué ci-dessous :

$$E = C(eo - ea) \text{ ....(6)} \qquad \text{(Dalton, 1802b)}$$

où : *E* est la quantité d'évaporation ; le facteur *C* dépend de la vitesse du vent(1); *eo* est la pression de vapeur saturante correspondant à la température de l'eau et *ea* est la pression de vapeur réelle de l'atmosphère(2).

En fait, l'équation aérodynamique de Dalton (ou la loi de Dalton) a ouvert une nouvelle ère dans le développement de la théorie de l'évaporation. Dalton dans son article publié en (1802b) a expliqué sa théorie comme suit : La quantité d'évaporation de tout liquide en plein air dépend de la pression de vapeur des liquides et de leur température, bien sûr, si les autres conditions sont similaires.

Il n'est pas nécessaire de rappeler aux hydroclimatologues que la formule d'évaporation de Dalton est toujours utilisée après un laps de temps de plus de deux cents ans avec quelques changements introduits sans altérer son essence. La seule amélioration étant l'expression du facteur C dans l'équation (6) comme une fonction empirique de la vitesse du vent sur la base d'observations sur le terrain. Helfrich *et al* (1982) ont rapporté que plus de 100 équations d'évaporation de la forme Daltonienne ont été identifiées. L'utilisation de ces formules simples, basées sur des constantes dérivées localement, est ouverte à une critique sévère, à moins que leurs limites ne soient pleinement réalisées et que leurs prédictions soient adoptées avec prudence (Sharif, 1989).

Parmi les nombreux chercheurs qui ont suivi Dalton dans le développement de la méthode du transfert de masse, nous pouvons citer : (Jeffreys, 1918 ; Giblet, 1921 ; Alty, 1933 ; Sutton, 1934 ; Sutton, 1953 ; Brutsaert, 1965 ; Goddard et Pruitt, 1966 ; Sheerwood *et al.*, 1975).

1.3.3 – *Les méthodes empiriques*

À la fin du XIXème siècle et après avoir commencé à utiliser les bacs d'évaporation dans de nombreux pays du monde, une nouvelle méthode a prévalu dans l'étude de l'évaporation des plans d'eau, c'est-à-dire l'application de formules empiriques pour l'estimation du taux d'évaporation sur la base des données d'observation.

Dans les méthodes empiriques, l'influence des variables indépendantes est liée à la variable dépendante basée sur des coefficients empiriques simples dérivés des observations. L'étendue et l'application d'une méthode empirique dépendent du nombre de variables indépendantes influençant le processus. S'il y a peu de variables indépendantes, la relation empirique peut être appliquée partout et, par conséquent, la méthode peut être considérée comme universelle (Sharif, 1989).

G. Murphy (1950) rapporte que la précision d'une formule empirique dépend du nombre de variables indépendantes dans la formule. Plus les variables sont nombreuses, moins la formule est précise et moins adaptée à être appliquée dans un autre endroit où les conditions climatiques et morphologiques sont différentes de celles sous lesquelles la formule originale a été établie.

Puisque le très grand nombre de variables influençant le processus d'évaporation dans des conditions naturelles implique qu'une expérience dans la nature ne peut pas être répétée sous exactement les mêmes conditions atmosphériques, il y a peu d'espoir d'obtenir une solution générale au problème d'évaporation applicable dans toutes les conditions atmosphériques à travers le déploiement d'une approche purement empirique.

(1) Harbeck (1962) a noté que ce facteur peut dépendre de plusieurs variables, y compris la taille du plan d'eau, la stabilité thermique, la pression atmosphérique et les variations du vent à la hauteur, etc.

(2) Nous allons expliquer cette formule avec plus de détails dans la partie consacrée aux méthodes mathématiques utilisées dans cette étude.

La méthode empirique la plus simple et la plus courante, telle qu'elle est actuellement utilisée, est le coefficient du bac d'évaporation (K_B). Nous pouvons calculer ce coefficient en comparant l'évaporation réelle d'un plan d'eau donné (E_R) et l'évaporation mesurée (E_M) par un bac d'évaporation installé au bord de ce plan d'eau selon l'équation :

$$K_B = E_R / E_M \quad (7)$$

Une fois le coefficient du bac d'évaporation obtenu, nous pouvons, à partir des mesures du bac d'évaporation (E_{M1}) prises au bord d'un autre plan d'eau, estimer l'évaporation réelle de ce nouveau plan d'eau (E_{R1}), qui est de même type que le précédent(1), en appliquant l'équation suivante :

$$E_{R1} = K_B * E_{M1} \quad (8)$$

Il convient de noter que le coefficient du bac varie selon le type de bac d'évaporation utilisé et selon les conditions climatiques et morphologiques dominantes. Pour cette raison, l'utilisation d'un coefficient du bac de classe A obtenu dans une région aride aux États Unis pour une région humide dans l'Europe de l'ouest peut conduire à des résultats très différents de la valeur réelle. Hoy et Stephens (1979) ont noté que les coefficients de bacs étaient différents y compris dans le même lac et en même temps lorsque ces bacs étaient situés sur différents côtés du lac.

Malgré les limites de cette méthode, comme les ont souligné l'OMM (1985) et la critique de L. Wartena (1974) et d'autres, (Sharif, 1989), on voit que cette méthode peut être utilisée avec quelques réserves pour estimer l'évaporation pour les réservoirs prévus pour l'avenir.

1.3.4 – Les *méthodes du bilan énergétique*

Le début du vingtième siècle a été marqué par des progrès dans le domaine de l'étude des principes physiques de l'échange d'énergie. Ceci a contribué au développement d'une nouvelle tendance de recherche dans l'évaporation de la surface de l'eau, basée sur l'analyse du bilan énergétique.

Lors du calcul de l'évaporation à partir de la surface de l'océan, les scientifiques ont utilisé l'équation de Dalton. La méthode du bilan énergétique pour le calcul de l'évaporation à partir de la surface de l'eau des océans a été proposée pour la première fois par Schmidt (1915). Il a approximativement estimé les rapports moyens entre l'énergie totale perdue pour l'évaporation et l'échange énergétique total entre la surface de l'océan et l'atmosphère.

Cinq ans plus tard, Angstrom (1920) a proposé une formule basée sur le bilan énergétique pour calculer l'évaporation des lacs. Il a proposé qu'il y ait un équilibre entre l'énergie incidente sur un plan d'eau et les échanges d'énergie dus au rayonnement réfléchi (ou l'albédo), à la convection, à la conduction et à la chaleur latente d'évaporation. La première équation du bilan énergétique proposée par Angstrom a plusieurs fois été modifiée par lui même car il a négligé plusieurs de ses composantes(2). Angstrom (1920) a tenté de calculer le flux de chaleur sensible en employant des techniques standards utilisées pour déterminer le transfert de chaleur. Par des analyses rigoureuses. Angstrom (1920) a réussi à calculer le flux de chaleur sensible, donc il est devenu capable de calculer le terme d'évaporation inconnu restant.

(1) Si le (K_B) a été obtenu pour un lac, le Coefficient doit être appliqué aux lacs. Pour, pare exemple, les étangs pelliculaires nous devons utiliser un autre coefficient.

(2) Nous allons expliquer l'équation du bilan énergétique en détail dans la partie consacrée aux méthodes mathématiques utilisées dans cette thèse.

Quelques années plus tard, de nouveaux progrès dans l'utilisation de la méthode du bilan énergétique sont associés aux travaux de Bowen (1926) ; Il a validé le rapport de la quantité d'énergie reçue par une surface de l'eau aux pertes d'énergie par le processus d'évaporation de cette surface.

Généralement, la méthode du bilan énergétique est considérée comme l'une des méthodes les plus robustes et les plus précises pour déterminer l'évaporation (Harbeck et al., 1958 ; Lenters et al., 2005). Elle est aussi plus facile à utiliser sur l'eau que sur la végétation en raison des difficultés à obtenir des estimations précises de la température de surface dans cette dernière (Sharif, 1989). L'avantage de cette méthode est qu'elle est une méthode à base physique et ne nécessite pas de mesure de la vitesse du vent ni des informations sur les caractéristiques de rugosité de la surface d'évaporation. Mais, elle requiert des données sur les variations du stockage de la chaleur qui ne sont pas toujours disponibles, en particulier pour les grands lacs (Bolsenga, 1975). Les variations du stockage de la chaleur peuvent être obtenues ou complétées à l'aide de la modélisation de la température de l'eau ou de l'accumulation de chaleur (Henderson-Sellers et Davies, 1989 ; Hostetler et Bartlein, 1990).

Si la température de surface et le stockage d'énergie peuvent être prédits avec précision par des mesures réelles ou par des moyens alternatifs, l'évaporation à partir de plans d'eau peut être calculée avec précision par la méthode de Bowen utilisant uniquement des températures de l'air (Sharif, 1989).

En utilisant le rapport de Bowen, Cummings et Richardson (1927) ; Richardson (1926) ; Cummings (1950) et beaucoup d'autres scientifiques ont appliqué avec succès la méthode du bilan énergétique dans la première moitié du vingtième siècle pour estimer l'évaporation des océans , des mers et des grands lacs. Par contre, Sverdrup et Munk (1947) ont examiné la validité générale du rapport de Bowen et ils ont conclu que l'équation de Bowen n'est qu'une valeur approximative et que la précision de l'approximation dépend de la diffusion du rayonnement et de la turbulence de l'air près de la surface. Anderson (1954) a aussi estimé l'évaporation du lac Hefner en utilisant la méthode du bilan énergétique et a indiqué une précision de 5% pour ses estimations pour des périodes d'une semaine ou plus. Toutefois, dans les estimations pour des périodes de temps inférieures à une semaine, les valeurs estimées étaient beaucoup moins précises.

Dans la littérature scientifique nous trouvons plusieurs chercheurs qui ont presque la même conclusion qu' Anderson. Par exemple, (Assouline et Mahrer, 1993 ; Sacks *et al*., 1994 ; Stauffer, 1991 ; Sturrock *et al*, 1992) considèrent que lorsque les composantes de l'énergie sont mesurées avec précision, la méthode du bilan énergétique constitue une méthode précise pour déterminer l'évaporation des lacs pendant des périodes d'une semaine ou plus.

Selon notre recherche scientifique, nous pouvons dire que la méthode du bilan énergétique est une des méthodes les plus utilisées par les spécialistes pour déterminer l'évaporation des plans d'eau et ses résultats sont souvent utilisés comme des références pour évaluer les autres méthodes

(Harbeck *et al.*, 1958 ; Gunaji, 1968 ; Sturrock *et al.*, 1992 ; Winter *et al.* 1995 ; Winter *et al.*, 2003 ; Mosner et Aulenbach, 2003 ; Rosenberry *et al*. 2004 ; Lenters *et al.*, 2005 ; Rosenberry *et al.* 2007 ; Yao, 2009).

1.3.5 – Les *méthodes de combinaison*

Dans la détermination du rapport de Bowen, il est nécessaire de mesurer la température à la

surface d'évaporation. Ce paramètre est le plus difficile à mesurer sur les surfaces terrestres et végétales. Dans une tentative pour surmonter cette difficulté Penman (1948) a proposé une technique qui «supposait» éliminer l'exigence de la nécessité de mesurer la température de surface (Sharif, 1989).

Penman (1948) a utilisé les équations du transport aérodynamique en combinaison avec l'équation du bilan énergétique pour développer une méthode d'estimation de l'évaporation à partir de la surface d'eau libre en fonction de quatre variables météorologiques: rayonnement net, température de l'air, humidité relative et vitesse du vent (Darwish, 1998). Cette formule proposée par Penman (1948) est considérée comme la première formule de combinaison.

Pour réaliser sa méthode, Penman s'est basé sur les résultats des travaux de Cummings et Richardson (1927) ; Rohwer (1931) ; de Brunt (1932) ; de O. G. Sutton (1934 et 1943) et de Pasquill (1949).

Dans la littérature scientifique l'équation de Penman diffère d'un chercheur à l'autre et cette différence est liée aux unités utilisées.

Il est vrai que l'équation de Penman est l'équation la plus ancienne dans les méthodes de combinaison, mais plusieurs chercheurs ont fait des travaux expérimentaux et théoriques sur le développement des équations de combinaison. Nous pouvons citer par exemple : (Ferguson, 1952 ; Bussinger, 1966 ; Lamoreux, 1962 ; Penman et Long, 1960 ; Van Bavel, 1966) et beaucoup d'autres.

L'équation de Penman (1948) a été beaucoup modifiée par Penman lui-même et par d'autres chercheurs. Parmi ces formules modifiées nous pouvons citer : (Monteith,1965 ; Wright et Jensen, 1972 ; Doorenbos et Pruitt, 1977 ; Penman-Monteith in Jensen et al., 1990). Parmi toutes ces formules modifiées, la formule de Penman-Monteith est la plus répandue dans la littérature scientifique. Dans cette formule Monteith a fait deux améliorations majeures sur l'équation de Penman : l'inclusion du terme de résistance du couvert et d'un terme aérodynamique indiquant la résistance à la vapeur d'eau. Pour cela, l'équation de Penman-Monteith est normalement utilisée pour calculer l'évapotranspiration.

Plus tard, Priestley et Taylor (1972) ont proposé une version simplifiée de l'équation de combinaison de Penman (1948) pour une utilisation lorsque les zones de surface sont totalement humides (Xu et Chen, 2005). Ils ont supprimé la composante aérodynamique et multiplié la composante d'énergie par un coefficient (α). α est la constante de Priestley-Taylor dont la valeur est généralement fixée à 1,26 (Rosenberry *et al.,* 2007)(1).

En comparant avec les autres types de méthodes mathématiques, la méthode de combinaison donne des résultats généralement acceptables parce qu'elle prend en compte la plupart des facteurs influençant le processus d'évaporation. Mais cette méthode est vraiment une des méthodes les plus complexes et les plus difficiles à utiliser. L'utilisation de cette méthode exige une bonne connaissance en mathématiques et beaucoup d'attention aux unités utilisées dans chaque équation.

Pour conclure la présentation des différents types de méthodes mathématiques utilisées pour calculer l'évaporation et l'évapotranspiration, il convient de dire qu'à partir du milieu du vingtième siècle plus d'une centaine de publications sur le problème de l'évaporation de la surface de l'eau ont été publiées chaque année dans le monde entier (Vuglinsky, 2009). Pour cette raison, il est très difficile de citer tous les travaux précédents concernant l'évaporation.

---

(1) La formule est expliquée en détail dans la partie consacrée aux méthodes mathématiques utilisées dans cette thèse.

Nous avons essayé dans cette partie de donner un ordre chronologique des principales méthodes mathématiques existant dans la littérature scientifique[(1)]. Mais, cela ne veut pas-dire que nous avons recouvert tous les types de méthodes. Par exemple, beaucoup de méthodes calculent l'évaporation en utilisant une ou deux variables météorologiques comme la température de l'air et/ou le rayonnement solaire. Nous n'avons présenté aucune de ces méthodes. Mais, la grande contribution de Thornthwaite et Holzman (1939 et 1942), Turc (1953), et de nombreuses autres études de l'évaporation devrait également être citée.

1.4 – Des méthodes moins répandues et moins adaptées pour estimer et mesurer l'évaporation des petits plans d'eau

D'après une recherche rapide dans la littérature scientifique nous estimons que la mesure directe par les instruments contemporains et le calcul de l'évaporation par les formules mathématiques sont les méthodes dominantes dans le domaine d'étude de l'évaporation. Mais, à coté de ces deux méthodes, nous trouvons d'autres méthodes beaucoup moins répandues pour estimer et mesurer l'évaporation des plans d'eau ou même pour mesurer l'évapotranspiration des terrains cultivés. Pour cela, nous allons, dans cette partie, présenter ces méthodes en donnant des idées générales sur la date d'apparition de chaque méthode, quelques études effectuées en utilisant ces méthodes et les points forts et les points faibles de ces méthodes selon les chercheurs qui ont déjà les utilisées.

1.4.1 – *La méthode des isotopes stables de l'Oxygène dix huit (^{18}O) et du Deutérium (^{2}H)*

Cette méthode a été créée par Craig et Gordon (1965) pour estimer le bilan hydrologique, en général, et l'évaporation, en particulier, des plans d'eau. Elle a ensuite été modifiée et appliquée à divers systèmes lacustres par des auteurs ultérieurs (Dinçer, 1968 ; Zuber, 1983 ; Gonfiantini, 1986 ; Krabbenhoft *et al.*, 1990 ; Gat et Bowser, 1991; Gibson *et al.*, 1993 ; Gat, 1995).

Les équations d'équilibre des traceurs isotopiques ^{18}O et ^{2}H fournissent des informations hydrologiques indépendantes qui peuvent être utiles pour estimer l'évaporation et d'autres paramètres du bilan hydrique, comme cela a été démontré dans des études antérieures sur les plans d'eau (Dinçer, 1968 ; Gat, 1970 et 1981 ; Zuber, 1983 ; Gibson *et al*., 1993 ; Krabbenhoft *et al*., 1990 ; Mayr *et al*. 2007 ; Mügler *et al*. 2008).

Depuis l'apparition de cette méthode, plusieurs études l'ont comparée avec les méthodes précédentes afin d'en connaître son efficacité. Parmi ces études nous pouvons citer (Krabbenhoft *et al.*, 1990) qui ont utilisé la méthode des isotopes stables de l'Oxygène dix huit (^{18}O) pour estimer l'évaporation et l'échange d'eau souterraine avec les lacs au Canada ; (Gibson *et al.*, 1993) qui ont estimé l'évaporation et le bilan hydrique d'un lac à l'aide de l'oxygène-18 et du deutérium ; (Saxena, 1996) qui a estimé l'évaporation d'un lac peu profond en Suède par cette méthode et (Saxena *et al*. 1999) qui ont fait une étude en utilisant la méthode des isotopes stables durant trois mois seulement (juillet, août et septembre).

En un mot, la théorie de la méthode isotopique est basée sur le fait qu'une masse d'eau évaporée s'enrichit dans sa composition en isotopes stables, et l'eau restante devient relativement plus riche en

(1) Il est très important à noter que notre recherche bibliographique a basé principalement sur les références francophones et anglo-saxons. Donc, en ce qui concerne des travaux des chercheurs Japonais, Chinois, Allemands...etc, nous ne savons qu'une partie de leurs articles publiés en anglais ou en français.

oxygène 18 et en deutérium. Cet enrichissement peut être mesuré facilement et avec précision pour déterminer l'évaporation par la comparaison entre le pourcentage des isotopes stables pendant des dates différentes en utilisant une équation précise.

C. Kendall (2004) décrit le principe de cette théorie en disant : « *When water vapor condenses (an equilibrium fractionation), the heavier water isotopes (H2^{18}O and D2O) become enriched in the liquid phase while the lighter isotopes (H2^{16}O and H2O) tend toward the vapor phase* ».

Mayer *et al.* (2007) expliquent cet enrichissement d'espèces isotopiques lourdes par le fractionnement isotopique cinétique « *Surface waters are affected by evaporation leading to enrichment of heavy isotope species (^{2}H, ^{18}O) due to kinetic isotope fractionation.* »

Les valeurs isotopiques stables sont habituellement exprimées en notation δ,

où :

$$\delta = (R\ \text{échantillon} / R\ \text{standard} - 1) * 1000 \quad \text{.......................} (9)$$

Avec : R comme le rapport de l'isotope lourd (par exemple, ^{18}O et/ou ^{2}H) à l'isotope léger (par exemple, ^{16}O et/ou ^{1}H). Toutes les valeurs des échantillons d'eau sont classiquement rapportées par rapport à la norme internationale VSMOW (Norme de Vienne)(1).

Une analyse de sensibilité de la méthode des isotopes (δ) a montré qu'il fallait faire attention à δ^{18}O de la précipitation lors d'événements de forte précipitation(2), à δ^{18}O de débit sortant pendant les périodes d'écoulement élevé et les périodes de changement rapide du volume du lac. Une sensibilité accrue pour les cas où la différence de δ^{18}O entre l'arrivée d'eau et l'évaporation de l'eau a également été observée. L'accord entre les méthodes était moins bon dans les situations ci-dessus (Saxena *et al.*, 1999).

---

(1)**Vienna Standard Mean Ocean Water** (VSMOW) ou *Eau océanique moyenne normalisée de Vienne* désigne une composition isotopique normalisée de l'eau, utilisée dans la définition de l'échelle Kelvin et de l'échelle Celsius des températures. Cette composition a été définie par l'Agence internationale de l'énergie atomique (AIEA), à Vienne (Autriche), en 1968. Malgré son nom trompeur, la VSMOW ne contient ni sel ni autres substances. Elle désigne une eau distillée pure avec une composition spécifique en isotopes de l'hydrogène et de l'oxygène censée représenter la composition isotopique moyenne de l'eau terrestre. L'eau distillée très pure selon le standard VSMOW sert de référence pour les analyses de précision sur les propriétés de l'eau et de norme de comparaison entre laboratoires métrologiques.

Le standard VSMOW a été créé en 1967 par Harmon Craig et ses collaborateurs à la *Scripps Institution of Oceanography, University of California, San Diego*, États-Unis, par le mélange d'eaux distillées en provenance d'eaux océaniques recueillies en différents points du globe.

La composition isotopique de l'eau VSMOW est spécifiée pour chaque isotope par le rapport de son abondance molaire à celle de l'isotope le plus abondant ; elle est exprimée en ppm (parties par million).

Les rapports isotopiques de l'eau VSMOW sont définis comme suit :

^{2}H/^{1}H = 155,76 ± 0,1 ppm ; ^{3}H/^{1}H = 1,85 ± 0,36 x 10^{-11} ppm ;
^{18}O/^{16}O = 2 005,20 ± 0,43 ppm ; ^{17}O/^{16}O = 379,9 ± 1,6 ppm

Ce qui signifie, par exemple, que l'abondance de l'isotope ^{17}O est 379,9/1 000 000 plus faible que l'isotope ^{16}O, ou encore que ce dernier est 1 000 000/379,9 ≈ 2 632 fois plus abondant que l'isotope ^{17}O (fr.wikipedia.org).

(2) Les variations isotopiques entre les différents événements de précipitation ont nettement dépassé les variations saisonnières. Une explication possible est un «effet de montant» tel que défini par Dansgaard (1964).

Durant les périodes d'humidité relative élevée, l'évaporation obtenue par la méthode isotopique peut être négative, ce qui implique de la condensation. Mais les résultats des autres méthodes pour les mêmes périodes montrent que l'évaporation est toujours positive mais sa valeur est faible. C'est le cas que nous trouvons dans l'étude effectuée par (Saxena *et al*., 1999).

L'isotope stable ne caractérise pas seulement les systèmes lacustres actuels, mais peut aussi fournir des données précieuses pour reconstruire les conditions hydrologiques passées, si l'on trouve des composantes sédimentaires bien datées qui ont directement enregistré la composition des isotopes de l'eau du lac (Mayr *et al*., 2007).

Bien que ce modèle puisse être efficace pour décrire le bilan hydrique annuel des lacs de grand volume dans les climats tempérés, qui ne subissent généralement que des variations saisonnières modérées du volume et de la composition isotopique, ils peuvent être moins appropriés pour décrire les lacs peu profonds des climats continentaux froids. Dans ce dernier cas, cela est dû à des conditions isotopiques et hydriques transitoires qui découlent de la saisonnalité des processus atmosphériques et hydrologiques (Gibson, 2002).

Un des points faibles de cette méthode est qu'elle est très coûteuse parce qu'elle nécessite des échantillons, en continu, de l'eau du plan d'eau à plusieurs profondeurs, de l'eau des cours d'eau entrant et sortant du plan d'eau, des précipitations et de l'humidité de l'air. De plus, de grandes variations isotopiques inter-sites ainsi que inter-annuelles sont observées pour les lacs peu profonds. En revanche, les lacs profonds présentent des valeurs isotopiques similaires et de faibles variations inter-annuelles (Mayr *et al*., 2007). Pour cela, cette méthode reste une alternative pour estimer l'évaporation des étangs mais elle n'est pas la méthode préférée pour réaliser ce genre d'études surtout pour ce type de plan d'eau.

1.4.2 – *La télédétection et son rôle dans l'étude de l'évaporation et de l'évapotranspiration*

Nous savons que la première application opérationnelle de la télédétection spatiale apparaît dans les années 60 avec les satellites météorologiques de la série ESSA. Le lancement en 1972 du satellite ERTS (rebaptisé ensuite Landsat 1), premier satellite de télédétection des ressources terrestres, ouvre l’époque de la télédétection moderne. Le développement constant des capteurs (en augmentant leurs résolutions spatiales) et des méthodes de traitement des données numériques (et surtout l’augmentation de la puissance des ordinateurs) ouvre de plus en plus le champ des applications de la télédétection qui est devenue un instrument indispensable de gestion de la planète, et, de plus en plus, un outil économique[(1)].

Parmi les multiples applications des données de la télédétection, nous avons commencé à assister aux premières tentatives d'utiliser la télédétection pour estimer l'évaporation et l'évapotranspiration aux échelles régionales et globales. Selon notre recherche bibliographique, la première recherche scientifique utilisant la télédétection pour estimer l'évapotranspiration a été menée par Jackson *et al.* (1977).

Pendant les années 1980, des efforts de recherche internationaux sont faits en utilisant la température de surface et les données de télédétection dans plusieurs longueurs d'onde pour quantifier l'ET (Price, 1982 ; Seguin et Itier, 1983 ; Hope *et al.*, 1986 ; Choudhury *et al.*, 1986 et 1987 ; Seguin *et al.*, 1989).

(1) Source : Institutnumerique, 2014. Historique de la télédétection.

Dans les années 1990 et 2000, de nombreux modèles physiques et empiriques basés sur la télédétection ont été proposés pour estimer l'évaporation et l'ET.. Parmi ces types de modèle nous pouvons citer les trois types les plus répandus dans la littérature scientifique :

1. le type semi-empirique/statistique "*semi-empirical / statistical*" (Carlson *et al.,* 1995) ;
2. le type physiquement / analytique "*physically based / analytical*" (Brutsaert et Sugita, 1991 ; Moran *et* al., 1994 et 1996 ; Anderson e*t* al., 1997), des modèles récents de ce type ont été développés sur la base de l'équation de Penman-Monteith (Cleugh *et al.*, 2007 ; Mu *et al.*, 2007 ; Yuan *et al.*, 2010 ; Mu *et al.*, 2011) et celle de Priestley-Taylor (Fisher *et al.*, 2008 ; Miralles *et al.*, 2011) ;
3. le type numérique (Diak, 1990 ; Brunet *et al.*, 1991 ; Diak et Whipple, 1993 ; Carlson *et al.*, 1994) et beaucoup d'autres.

Bien que la télédétection puisse être un outil efficace pour capturer les variations spatiales et temporelles de la température de surface de l'eau dans les grands lacs (Ebaid and Ismail, 2010 ; Sima et al., 2013) et malgré tous les types de modèles basés sur les données satellitaires pour estimer l'évaporation et/ou l'ET (Boulard D., 2016), des études récentes ont montré de grandes incertitudes en ce qui concerne les résultats obtenus par ces modèles (Dirmeyer *et al.*, 2006 ; Haddeland *et al.*, 2011 ; Vinukollu *et al.*, 2011 ; Chen et al., 2014). De plus, la différence entre les estimations des modèles de télédétection et les méthodes basées sur des données météorologiques collectées *in situ* peut arriver à 50 % des moyennes annuelles totales (Jiménez *et al.*, 2011; Mueller *et al.*, 2011). Par exemple, une étude effectuée sur le réservoir d'Elephant au New Mexico a montré une différence de la température de la surface de l'eau de 1.7 °C et une différence d'évaporation de 1.24 mm/j entre les images Aster et les mesures directes sur le terrain (Herting et al. 2004). Selon cette étude, nous avons un écart de 450 mm/an entre les mesures sur le terrain et les résultats des images Aster, cette différence est très loin d'être négligeable.

Pour conclure la brève présentation de la télédétection et de son rôle dans l'étude de l'évaporation, il convient de citer la même conclusion de Granger (2000) ; Cleugh *et al.* (2007) ; Allen *et al.* (2007) et celle de Hassan (2013). En fait, ils concluent leurs recherches en disant que les observations par télédétection peuvent généralement être utilisées pour estimer l'évaporation et plutôt l'ET instantanée à une faible résolution spatiale sur une région ou une échelle globale et la plupart des techniques actuelles d'estimation de l'ET basées sur la télédétection ne sont pas satisfaisantes pour soutenir une agriculture de précision ou une irrigation de précision pour chaque domaine agricole.

Nous pouvons ajouter à leurs conclusions que la télédétection, au moins actuellement, n'est pas adaptée pour estimer l'évaporation des petits plans d'eau comme les étangs. Pour cela, cette technique ne sera pas utile pour notre recherche.

1.4.3 – *Le système d'eddy covariance* *(Eddy covariance system en anglais)*

Le système d'*eddy* covariance est une méthode de mesure directe de l'évaporation de grandes surfaces d'eau libre (Stannard et Rosenberry, 1991 ; Assouline et Mahrer, 1993 ; Assouline *et al.*, 2008 ; Tanny *et al.*, 2008). Il permet une détermination des flux de surface en mesurant les fluctuations avec le temps de la vitesse verticale du vent, de la température de l'air et de l'humidité spécifique au-dessus de la surface des plans d'eau ou des terrains cultivés (Ikebuchi *et al.*, 1988).

Bien que la théorie de ce système ait été proposée par Swinbank (1951), l'instrumentation commerciale n'était disponible pour les mesures physiques réelles qu'à partir des années 1990s.

Le principe de fonctionnement de ce système repose sur la mesure des fluctuations de la vitesse verticale du vent et de la concentration de la vapeur d'eau à l'aide de capteurs sophistiqués à réponse rapide (typiquement dix fois par seconde) déployés à une hauteur précise au-dessus de la surface de l'eau (voir Photo. 3). La covariance entre les fluctuations de la vitesse verticale du vent et de la concentration de la vapeur d'eau est le flux vertical turbulent de vapeur d'eau (Sene *et al.*, 1991 ; Assouline *et al*. 2008 ; Tanny *et al*. 2011).

Tous les systèmes d'Eddy covariance ont une empreinte associée définie comme la zone de vent contribuant à plus de 90% du flux mesuré. L'empreinte dépend d'un certain nombre de facteurs tels que la hauteur du capteur, la stratification thermique de la couche limite et la longueur de rugosité de la surface sous-jacente. Généralement, l'augmentation de la hauteur du capteur augmentera son empreinte. Le déploiement correct du système permet de s'assurer que l'empreinte du capteur se situe dans le champ physique recherché de la surface étudiée, assurant ainsi des conditions qui donnent lieu à un flux turbulent constant à hauteur (assurant ainsi l'égalité entre le flux turbulent et la vitesse d'évaporation) (Leclerc et Thurtell, 1990 ; Horst et Weil, 1992 ; Finn *et al.*, 1996 ; Hsieh *et al.*, 2000 ; Kormann et Meixner, 2001).



Photo. 3 *: Le système d'Eddy covariance. Source : Internet*

À coté de l'estimation de l'évaporation, le système d'Eddy covariance peut fournir souvent des estimations d'autres flux importants de la surface de l'eau comme celui de dioxyde de carbone et d'autres gaz (Lenters *et al*. 2013).

Le système d'Eddy covariance est considéré par l'OMM comme le plus fiable et le plus précis pour l'estimation directe de l'évaporation. Il est le mieux adapté aux observations spéciales à court terme (Ikebuchi et al., 1988 ; Assouline and Mahrer, 1993 ; Tanny et al., 2008) et il est utilisé dans plusieurs études pour évaluer la fiabilité des autres méthodes (Drexler et al., 2004 et Chen *et al.*, 2014). Cependant, le matériel nécessaire pour ce système n'est pas largement disponible dans le commerce et peut avoir un coût prohibitif.

Malgré sa précision, Lenters *et al.* (2013) ont montré que ce système peut souffrir de quelques défauts. Par exemple, les plates-formes mobiles (telles que les bouées) sont problématiques pour le système qui doit être installé sur des plate-formes hautes et stables. De plus, ce système ne supporte pas la grêle. Tanny *et al.* (2008) ont montré que si le niveau d'eau du lac étudié est variable, la zone d'empreinte des capteurs va changer. Donc, des mesures erronées vont être enregistrées. De plus, si le plan d'eau est petit (comme le cas de la grande majorité des étangs français), l'empreinte des capteurs du système peut parfois s'étendre au-delà des limites physiques du plan d'eau (en fonction de la direction du vent et des propriétés du flux d'air). Dans ce cas, le flux mesuré serait un mélange de celui de la surface de l'eau et de la région environnante à l'extérieur du plan d'eau.

Pour conclure la présentation du système d'Eddy nous pouvons citer quelques études qui ont été réalisées en reposant sur ce système (Jung *et al.*, 2010 ; Papale et Valentini, 2003 ; Rosenberry *et al.*, 2007 ; Zhou *et al.*, 2008 ; Tanny *et al.*, 2008 ; Mengistu et Savage, 2010 et Nordbo et al., 2011).

À la fin de cette recherche bibliographique qui nous a permis de classer les différentes méthodes utilisées pour étudier l'évaporation des plans d'eau en ordre chronologique, de montrer les points forts, les points faibles et la possibilité d'utiliser chaque méthode, nous avons insisté sur les mesures directes quotidiennes et les formules mathématiques qui calculent l'évaporation à partir des données météorologiques afin de mesurer et calculer l'évaporation de nos étangs d'étude.

CHAPITRE II

2 – LES ÉLÉMENTS DE LA RÉFLEXION : DE LA LIMNOLOGIE À LA LIMNOCLIMATOLOGIE

Après avoir effectué une étude historique des différentes méthodes utilisées pour étudier l'évaporation, nous pensons qu'il est très important de consacrer un petit chapitre de cette thèse pour expliquer les différents concepts et termes concernant cette recherche.

À l'intérieur de chacun des trois champs de recherches limnologiques, hydrologiques et climatologiques, nous sélectionnerons un certain nombre de mots-clefs, dont nous discuterons les définitions, leurs éventuelles évolutions dans le temps, leur caractère plus ou moins large ou plus ou moins strict selon les auteurs. De plus, à l'exception de l'évaporation à laquelle nous allons consacrer un chapitre entier pour discuter des différents facteurs qui l'affectent, nous allons présenter dans ce chapitre les facteurs climatologiques, topographiques et végétaux qui ont des influences sur chaque composante du bilan hydrologique.

Nous allons commencer ce chapitre avec les concepts limnologiques où nous allons montrer la différence entre l'étang d'un part et le lac et le marais d'autre part. Ensuite, nous allons présenter les différents types d'étangs existant dans notre région d'étude. Puis, nous allons présenter les concepts hydrologiques en commençant par les différents types de bilan, les phases d'écoulement et l'infiltration. Enfin, nous allons présenter les concepts climatologiques comme l'évaporation, l'évapotranspiration et l'interception.

2.1 – Les concepts limnologiques

Les étangs qui recouvrent plusieurs régions en France (la Dombes, la Sologne, le Berry, la Brenne, le Limousin...etc) ont été créés par l'homme au Moyen âge (Benoît, 1992 ; Benoît, 1995 ; Bartout, 2006 ; Dérex, 2006 ; Stauner, 2006 ; Marache, 2007 ; Alet *et al.,* 2011) et les travaux des géographes destinés à l'aménagement des zones humides et à leur évolution ont parfois été envisagés depuis longtemps (Derex, 2001, p. 15). Cependant, il n'existe pas encore de consensus sur une définition précise de chacun de ces différents types de plans d'eau (Touchart, 2007). La variation de la définition des plans d'eau et des étangs en particulier est associée d'une part à la discipline (agronomie, biologie, géographie... etc) et d'autre part à l'objectif de l'étude (économique, législatif, environnemental...etc).

Parce que notre recherche est classée comme une recherche de géographie physique, nous nous intéressons plutôt aux caractéristiques physiques (profondeur, superficie, salinité(1), transparence de l'eau ou l'albédo, pourcentage de superficie occupée par des plantes aquatiques...etc) qui nous aident à distinguer entre les différents types de plans d'eau (étang, mare, lac).

Dès l'origine de la limnologie, des auteurs ont réfléchi à la question des dimensions verticales des plans d'eau. Pour cette raison, A. Delebecque a proposé en 1898 l'indice de creux. Cet indice décrit la profondeur relative d'un plan d'eau en mettant en rapport sa profondeur et sa superficie. Cet indice de creux (sans unité) correspond au quotient de la profondeur maximale (Zm, mesurée en mètres) et de la racine carrée de la superficie (A, mesurée en hectares).

En général, la plupart des auteurs utilisent cet indice sur les lacs pour distinguer entre les lacs

(1) Cette recherche est consacrée à étudier l'évaporation et le bilan hydrologique des étang d'eau douce. Peut être dans l'avenir nous pourrons effectuer une recherche sur l'évaporation des plans d'eau salés en France ou même dans d'autre pays.

pelliculaires et les lacs profonds, d'où les chapitres intitulés « shallow lakes » dans les manuels de limnologie anglo-saxons tout au long du XX[ème] siècle, par exemple celui de Burgis et Morris (1987) ou celui de Wetzel (1983). Par contre, quelques auteurs plus rares travaillèrent sur les dimensions verticales des mares et des étangs, comme W. Pichler (1939) ou encore A. Wurtz (1958).

Le lien entre les lacs et les plus petits plans d'eau n'était en général pas étudié, bien que W.M. Lewis Junior (1983) abordât la question à partir du moment où il remit en question la notion de polymicticité définie par Hutchinson et Löffler (1956). Encore précédemment les Polonais, notamment J. Wiszniewski (1953) (le créateur du mot "polymictique") avaient réfléchi à cette transition entre les lacs profonds et les autres plans d'eau, peu profonds.

Il y a environ vingt ans L. Touchart et ses doctorants reprirent la question en mettant en valeur les gradients entre lacs et étangs et en essayant de détailler, typifier et mettre en avant les organismes intermédiaires (Papon et Touchart, 2003, mémoire de DEA de Papon (2002), thèses de Carlini (2006), Bartout (2006), Bruneau (2007). De fait, nous nous inscrivons dans une démarche de géographie limnologique et c'est cette approche qui sera choisie dans la suite de ce propos.

En raison de l'existence de ces études, il sera inutile de refaire une recherche bibliographique détaillée pour montrer les différences entre ces différents types de masses d'eau (étang, mare et lac). Mais, nous allons seulement citer les définitions de premier niveau[(1)] rapportées par P. Bartout (2006). Dans ce niveau, P. Bartout distingue entre trois catégories stagnustres (étang, mare et lac) et quatre sous-catégories stagnustres (mare-étang ; étang-mare ; étang-lac et lac-étang)[(2)].

2.1.1 – *Les trois catégories des plans d'eau selon le classement de P. Bartout (2006)*

Une ***mare*** *est une étendue d'eau douce, continentale, stagnante où toutes les couches d'eau sont sous l'action directe du rayonnement solaire. Il existe ainsi une possibilité de saut thermique ; la mare se caractérise par sa polymicticité continue : les travaux de Pichler (1939) et Touchart (2001) ont mis en évidence une barrière thermique entre 60 et 80 cm de profondeur (la profondeur maximale d'une mare sera donc de 0,6 à 0,8 m, permettant ainsi aux plantes de s'enraciner sur tout le fond). Sa taille est variable, comprise souvent entre 2 et 1000 m². De formation naturelle ou anthropique, elle se caractérise par l'absence d'un émissaire permanent (et non d'endoréisme puisqu'elle peut être en relation avec un cours d'eau par l'intermédiaire d'une nappe phréatique) et par une sensibilité importante aux sécheresses (permanence de l'eau aléatoire). D'autre part, une mare n'influence pas le climat de sa zone périphérique.*

Un ***étang*** *est une étendue d'eau douce, continentale, stagnante où toutes les couches d'eau ne sont pas sous l'action du soleil et présentent quotidiennement une stratification thermique alternant avec une période d'homothermie par suite du faible volume d'eau (Pichler). C'est un plan d'eau de transition pour tous les processus intervenant dans l'étude des écosystèmes aquatiques. Un étang est polymictique discontinu et présente déjà un "métabolisme" l'apparentant à un lac (Dussart). La profondeur maximale d'un étang est généralement déterminée par la limite d'enracinement des plantes aquatiques [cette limite est susceptible de varier suivant la nature du sol et le climat (Dussart)], mais cette limite n'est visible que sur un très faible nombre de plans d'eau du fait de*

(1) P. Bartout dans sa thèse de doctorat a utilisé deux niveaux définitoires dont la base a été expliquée par L. Touchart (2006). Le premier niveau s'appuie sur la morphologie verticale du plan d'eau et le deuxième est basé sur l'usage anthropique. Parce que notre thèse actuelle est une thèse de géographie physique, et parce que l'usage anthropique de l'étang n'a pas un rôle important dans le processus d'évaporation, nous avons cité seulement les définitions du premier niveau.

(2) Dans la littérature scientifique nous pouvons, bien sûr, trouver d'autres chercheurs qui ont proposé une autre classification ou qui ne sont pas totalement d'accord avec la classification de P. Bartout. Pour cela et pour les personnes qui cherchent plus de détails nous recommandons la lecture de l'article de (Papon et Touchart, 2003)

leur entretien ou du caractère récent de leur création. De fait, il faut admettre qu'un étang puisse présenter à la fois une zone limnique et une zone littorale (à la différence de la mare qui ne présente que la seule zone littorale). Sa taille est en général supérieure à celle d'une mare et inférieure à celle d'un lac, comprise fréquemment entre 0,1 et 50 ha. Un étang modifie peu (quelques brouillards) le climat de son environnement immédiat, excepté lorsqu'il fait partie d'une chaîne d'étangs où là, l'influence peut être flagrante sur quelques mètres à partir du rivage. De formation semi-naturelle (il s'agit alors soit d'un plan d'eau en phase de transition du lac vers le marais par comblement progressif lié à la sédimentation, soit d'un plan d'eau artificiel mais ancien et qui par conséquent présente des mécanismes hydrobiologiques ressemblant à s'y méprendre à ceux d'un plan d'eau naturel) ou artificielle, il se caractérise par son exoréisme et par une permanence de l'eau tout au long de l'année (sauf lors de sécheresses prononcées dans des plans d'eau peu profonds et situés en tête de bassin).

Un ***lac*** *est une étendue d'eau douce ou saumâtre, continentale, stagnante où toutes les couches d'eau ne sont pas sous l'action du soleil et présentent en permanence une stratification thermique. Un lac n'est pas polymictique et présente une géomorphologie "lacustre" (Dussart). Un lac présente toujours de grandes profondeurs (supérieures à 5-7 m) et offre ainsi un double zonage : littoral et limnique d'une part, épilimnique et hypolimnique d'autre part. Sa taille est en général supérieure à 50 ha. De formation naturelle ou artificielle, suivant le climat sous lequel il se trouve et la nature du relief, il peut-être exoréique, sans émissaire de surface ou endoréique : un lac naturel n'est jamais vidangeable, alors qu'un lac artificiel l'est toujours. Son inertie est très importante ce qui lui permet d'influencer le climat sur un vaste périmètre allant de quelques dizaines de mètres pour les plus petits à plusieurs dizaines de kilomètres pour les plus grands.*

2.1.2 – *Les quatre sous-catégories des plans d'eau selon le classement de P. Bartout (2006)*

Une ***mare-étang*** *est un plan d'eau continental dont la profondeur est inférieure à 0,7 m, c'est-à-dire qu'elle ne comprendra que la seule partie superficielle de l'épilimnion, qu'elle sera polymictique continue et toute la flore littorale pourra s'enraciner jusqu'au fond, et dont la superficie est comprise entre 2 et 1000 m² occasionnant une structuration horizontale (zone littorale/zone limnique) plus ou moins accentuée selon la forme du plan d'eau.*

Un ***étang-mare*** *est un plan d'eau continental dont la profondeur est comprise entre 0,7 et 5 m, c'est-à-dire qu'il présente un saut thermique, un enracinement des plantes jusqu'au fond et une polymicticité discontinue, et dont la superficie est comprise entre 0,1 et 50 ha ne permettant que la seule zone littorale.*

Un ***étang-lac*** *est un plan d'eau continental dont la profondeur est comprise entre 0,7 et 5 m, c'est-à-dire qu'il présente un saut thermique, un enracinement des plantes jusqu'au fond et une polymicticité discontinue, et dont la superficie est supérieure à 50 ha présentant une structuration horizontale composée des zones littorale et limnique.*

M. Carlini (2006) explique que *le terme d'étang-lac recouvre une complexité de structure s'appuyant sur des dimensions horizontales et verticales suffisamment importantes pour donner lieu à des zonations ou des étagements au moins temporaires. Cette complexité est renforcée par l'ancienneté de ces plans d'eau parfois d'époque médiévale. L'intérêt de ces plans d'eau réside dans la plus faible soumission à leur bassin permettant la mise en place de processus souvent attribués aux seuls lacs* (M. Carlini, p. 54-55).

Un ***lac-étang*** *est un plan d'eau continental dont la profondeur est supérieure à 5 m, c'est-à-dire qu'il présente la totalité de la structuration verticale (épilimnique, métalimnique, hypolimnique), la*

flore littorale est absente en son fond et propose une micticité saisonnière, et dont la superficie est comprise entre 0,1 et 50 ha occasionnant une structuration horizontale (zone littorale/zone limnique) plus ou moins accentuée selon la forme du plan d'eau.

À l'intérieur des seuls étangs, L. Touchart et P. Bartout ont, à travers de multiples publications, montré la pertinence à distinguer les étangs pelliculaires et les étangs profonds. Cela n'avait pas été fait auparavant, car les étangs avaient toujours été considérés dans la littérature scientifique comme des plans d'eau pelliculaires par définition (Loup, 1974).

De toutes les caractéristiques qui séparent les étangs peu profonds et les étangs profonds, la profondeur est le facteur clé. Selon les études de L. Touchart et P. Bartout, les étangs pelliculaires ont généralement une profondeur moyenne de moins d'un mètre et la profondeur moyenne des étangs profonds dépasse normalement deux mètres. La profondeur maximale des étangs profonds peut arriver jusqu'à six mètres. Au delà, nous passons d'un étang profond au lac surtout en ce qui concerne les variations thermiques de l'eau.

En ce qui concerne les étangs profonds et leur régions principales en France, L. Touchart dit « *À l'opposé de toutes les autres régions concernées, le Limousin est la seule à posséder une majorité d'étangs particulièrement profonds, dont la vidange est rare. [...] en Limousin, il existe certes des étangs pelliculaires, notamment en basse Marche, mais l'essentiel est formé de plans d'eau profonds et il n'est pas rare que des étangs de quelques dizaines d'ares possèdent une tranche d'eau de plus de cinq ou six mètres d'épaisseur. [...] La très grande profondeur relative et la pérennité de mise en eau de ces étangs permettent d'étudier comme nulle part ailleurs tous les intermédiaires, précisément au niveau des profondeurs de 5 à 7 m, qui sont justement celles du seuil entre les lacs et les étangs, entre les variations thermiques saisonnières et diurnes.* » (Touchart, 2002, p. 306). En ce qui concerne les étangs pelliculaires, il dit « *Pour les étangs pelliculaires, de moins d'un mètre de profondeur, le système d'évacuation des eaux importe peu, toute sortie alimentant quoi qu'il en soit l'émissaire en eau d'épilimnion supérieur, homogénéisée chaque nuit* » (Touchart, 2002, p. 331).

L'opposition de profondeur entre ces deux familles d'étangs justifie la dualité de terrain de notre travail au premier niveau hiérarchique. Au second niveau, les étangs profonds ont un comportement différent en fonction de leur superficie et de la complication de leurs formes. Dans cette recherche nous avons choisi deux terrains d'étude dont le premier était un étang pelliculaire situé dans la réserve naturelle de Chérine en Brenne. Ce type d'étang existe dans toutes les plaines et vallées humides intérieures aménagées depuis des siècles comme les Dombes, la Brenne, la Sologne, la Woëvre et la Bresse bressane ; le second était un étang profond situé à dix kms au nord-nord-est de Limoges. Ce type d'étang est dominant dans la région Limousin, mais aussi dans la Vôge, le Sundgau, le Massif Armoricain et le Pays de Bitche.

2.2 – Les termes hydrologiques

L. Touchart *et al* ont rapporté dans leur article publié en (2014) que « *Dans leur Hydrologie continentale, C. Cosandey et M. Robinson (2000, 2012) présentent les phases de l'eau, les formes de l'eau et les liens qui les font passer d'un état à l'autre et d'un lieu à l'autre* ». Parce que tous ces processus se déroulent dans le cadre du cycle de l'eau qui constitue un objectif général de l'hydrologie, trois sciences se consacrent chacune à l'une des phases particulières du cycle :

1. l'océanographie ou l'hydrologie marine étudie la phase marine ;
2. la climatologie-météorologie étudie la phase atmosphérique ;

3. l'hydrologie continentale étudie la phase terrestre.

L'hydrologie continentale en définition simple, comme nous la comprenons, est l'étude de la nature de l'eau et de ses mouvements sur les continents dès l'instant où celle-ci parvient au sol (précipitations ou condensations) jusqu'à son retour à l'océan mondial par l'écoulement ou à l'atmosphère par l'évaporation et/ou la transpiration.

L'hydrologie continentale elle-même se subdivise en plusieurs branches :

1. l'hydrologie nivale ou nivologie ;
2. l'hydrologie fluviale ou potamologie ;
3. l'hydrologie glaciaire ou glaciologie ;
4. l'hydrologie souterraine ou hydrogéologie ;
5. l'hydrologie lacustre ou limnologie.

Quatre des cinq branches précédentes interviennent au niveau du cycle de l'eau en tant que réserve, décalant ainsi les cycles, seule la potamologie ne le fait pas puisque nous sommes sur de l'écoulement direct. Les 4 autres influencent cette science.

Notre recherche actuelle s'intéressera à la phase terrestre du cycle de l'eau à une petite l'échelle spatiale, voir très petite. Autrement dit, à l'échelle de bassin-versant des étangs d'étude.

Une notion fondamentale en hydrologie continentale est celle du bilan de l'eau (Lambert, 1996) où nous trouvons plusieurs types. Parce que le bilan hydrologique est un terme principal de notre thèse, il nous fallait montrer les différences entre ce bilan et l'autre type de bilan de l'eau appelé bilan hydrique.

2.2.1 – *Les différents types de bilan de l'eau*

En général, l'eau fournie par l'atmosphère au substratum terrestre (précipitations liquides et solides) va pour partie à l'écoulement, pour partie à l'évaporation et pour partie à l'infiltration (Pagney, 1988). Nous savons que sur le longtemps(1) pour un bassin versant ou même pour une parcelle de terrain, quelle que soit sa superficie, les composantes positives de son bilan d'eau doivent être égales aux composantes négatives afin d'équilibrer ce bilan. Pour cette raison, le bilan hydrologique et/ou hydrique ont beaucoup été utilisés pour estimer une de leurs composantes comme une composante restante et cette composante était souvent l'évapotranspiration.

Tout bilan d'eau peut être calculé à différentes échelles temporelles : année moyenne, année concrète, saison, mois, jour. Mais, selon le but d'étude, la superficie et la nature du terrain d'étude, nous pouvons distinguer deux différents types de bilan d'eau (le bilan hydrologique et le bilan hydrique). Cette opposition est largement fondée sur la conception diffusée par le géographe russe Mark L'vovič (1968, p. 555), selon lequel « c'est en passant par le sol, qui sert en l'occurrence d'intermédiaire, que les phénomènes climatiques deviennent hydrologiques ». Parmi les chercheurs qui ont distingué les termes du bilan hydrologique et du bilan hydrique nous pouvons citer

(1) Cette période de temps varie d'un auteur à un autre, par exemple C. Cosandey et M. Robinson (2000) estime ce temps à une année hydrologique complète, mais A. Giret (2007), l'estime d'une décennie ou même plus pour éviter l'influence des années sèches où la recharge des réserves a tendance à être inférieure à sa vidange.

(Cosandey et Robinson, 2012 ; Hufty, 2001[1]).

2.2.1.1 – Le bilan hydrologique

Le bilan hydrologique correspond au circuit intégral de l'eau dans la nature. Il permet de confronter clairement les phénomènes climatiques (les précipitations et l'évaporation) avec le phénomène hydrologique (l'écoulement).

Parmi ces trois notions fondamentales qui impliquent le bilan hydrologique, deux sont directement mesurables, dont l'écoulement[2] et les précipitations. L'écoulement est appréciable en volume. nous l'exprimons concrètement en m^3 (ou litres) par unité de temps et les précipitations sont habituellement exprimées en hauteurs d'eau (mm) par unité de temps. La troisième notion l'évaporation ou, souvent, l'évapotranspiration est la composante la plus difficile à mesurer directement. Mais elle peut être calculée (ou estimée) comme une composante restante du bilan hydrologique. L'évaporation comme les précipitations est exprimée en hauteur d'eau (mm) par unité de temps. Il convient donc de présenter à l'esprit l'idée selon laquelle le bilan hydrologique peut se traduire, tantôt en volume d'eau (tombée, écoulée, évaporée), tantôt en hauteur d'eau. Il faut donc, soit aligner l'écoulement sur le concept climatologique de hauteur d'eau, soit aligner les précipitations et l'évaporation sur le concept hydrologique de volume d'eau.

Le bilan hydrologique prend en compte non seulement tout ce qui entre et sort d'un bassin dans une période donnée, mais aussi ce qui est momentanément stocké, il faut alors utiliser l'équation fondamentale :

$$P = Q + E \pm \Delta R \qquad (10)$$ (Vigneau, 1996, p. 75)

avec : Q le débit sortant d'un bassin ; P les précipitations tombées sur le bassin ; E l'évapotranspiration de bassin et ΔR la variation de la réserve en eau dans le sol.

Comme ΔR est l'élément le plus difficile à cerner, pour réduire les risques d'erreur à son propos, les hydrologues adoptent comme base temporelle de calcul l'année hydrologique, c'est-à-dire les 12 mois consécutifs commençant avec le mois ayant habituellement à son début les réserves les plus faibles. En pays tempérés à étiage d'été prononcé comme la France, l'année hydrologique court d'octobre à septembre. Alors on peut écrire

$$P - Q = E = ETR = D \qquad (11)$$ (Lambert, 1996, p. 63)

L'hydrologue parle souvent de déficit d'écoulement D, mais l'agronome dit évapotranspiration réelle ETR.

En fait, la formule ou, plus précisément, l'équation du bilan hydrologique varie d'une étude à une autre en fonction de la nature du terrain d'étude. Par exemple, si le terrain d'étude est un bassin versant de grande superficie, il suffit de comparer les précipitations mesurées à différents endroits dans le bassin et l'écoulement mesuré à l'exutoire du bassin pour estimer l'évapotranspiration de ce bassin. Mais, pour un terrain d'étude comme un lac, il faut mesurer le débit entrant et sortant du lac ; les précipitations tombées à la surface du lac ; l'infiltration vers les nappes phréatiques ou l'alimentation du lac par les nappes phréatiques ; l'écoulement souterrain vers le lac et la pénétration

(1) Il faut noter que André Hufty a utilisé dans son ouvrage intitulé "Introduction à la climatologie" le terme de « bilan climatique » à la place de bilan hydrique.

(2) Dans la littérature scientifique nous trouvons que le terme d'écoulement porte des noms divers selon les auteurs : « précipitations efficaces » (Margat, 1996), « surplus de l'eau allant à l'écoulement » (Péguy, 1961). Mais ce n'est là qu'un détail, dans la mesure où toutes les dénominations recouvrent la même réalité.

de l'eau du lac vers les terrains entourant. Si nous avons des estimations précises de ces composantes, nous pouvons donc estimer l'évaporation du lac comme une composante restante.

2.2.1.2 – Le bilan hydrique

Contrairement au précédent, il exclut l'écoulement, tout en incluant les excédents qui induisent le ruissellement. Autrement dit, les précipitations intervenant dans le bilan hydrique se répartissent entre l'évaporation et la recharge du sol agronomique.

Le bilan hydrique est avant tout un bilan agroclimatique, au centre duquel se place la satisfaction en eau des plantes cultivées (nous pouvons étendre la notion de bilan hydrique à la compréhension de l'équilibre hydrique des formations végétales « naturelles »). Ainsi donc, si aux échelles fines (locales, voire stationnelles) auxquelles se place normalement le bilan hydrique, se trouvent éliminés les apports par irrigation, les échanges latéraux d'eau dans le sol et les retraits d'eau par percolation vers les horizons profonds, il demeure la relation, précipitations-évaporations-réserves en eau du sol ou la « réserve utile » (RU). Or, dès lors que les plantes sont impliquées, l'évaporation prise en compte est, à la fois, l'évaporation réelle et l'évaporation potentielle (celle qui correspond à la sollicitation climatique). Ce qui introduit l'ETP à côté de l'ETR, et même, l'ETM (évaporation maximale) qui est le niveau de l'évapotranspiration des plantes en fonction de leur stade de croissance en l'absence de stress hydrique.

Grâce aux définitions des deux types de bilan de l'eau et après avoir présenté les différences entre eux, nous utiliserons le terme de bilan hydrologique qui est le plus adapté à notre étude.

Comme l'échelle spatiale utilisée pour réaliser nos bilans hydrologiques est très petite, il nous fallait connaître les différents types d'écoulement et pas seulement le débit sortant du bassin-versant.

2.2.2 – *Les différents types d'écoulement*

Avant de commencer à montrer les différents types d'écoulement, nous estimons qu'il est important de distinguer l'écoulement et le débit.

Toute l'eau qui tombe à la surface de la terre et qui ne s'évapore pas ou qui n'est pas stockée sous forme de glace finit bien par s'écouler (Cosandey et Robinson, 2012). L'écoulement désigne n'importe quel mode de circulation des eaux terrestres sous l'effet de la pesanteur et le flux résultant de cette circulation.

Donc, nous pouvons définir l'écoulement comme la loi de la nature que l'eau liquide s'écoule partout sous l'action de la pesanteur. L'eau s'écoule du haut vers le bas, de l'amont vers l'aval et cela même dans une nappe captive.

Par contre *« le débit d'un fleuve, d'un ruisseau, d'une source est le volume d'eau écoulé en 1 seconde par ce fleuve, ce ruisseau, cette source »* (Lambert, 1996, p. 183).

Pour cela, nous allons utiliser le terme « débit » lors du calcul des bilans hydrologiques de nos étangs étudiés.

En ce qui concerne la vitesse d'écoulement, A. Giret (2007) distingue :

1. l'écoulement rapide qui est la part des eaux ayant échappé à l'évaporation, au stockage superficiel et à l'infiltration. Cette eau s'écoule sur le sol par gravité pour atteindre très rapidement les chenaux élémentaires ;

2. le tarissement de la nappe est à l'inverse celui des eaux depuis longtemps emmagasinées dans la nappe phréatique, fruit de la part infiltrée des précipitations ; il peut se passer plusieurs jours, voire plusieurs semaines, avant que cette eau ne parvienne à l'exutoire.

Mais concernant la forme d'écoulement, nous pouvons distinguer, en général, trois types :

1. l'écoulement dans les chenaux;

2. l'écoulement sur les versants ;

3. *l'écoulement souterrain des eaux dans et/ou à travers le versant(1).*

2.2.2.1 – L'écoulement dans les chenaux

En fait, nous ne parlions ici ni "d'écoulement fluvial" des grands fleuves (Béthemont, 2000), ni "d'écoulement fluviatile" utilisé pour exprimer l'écoulement des petit fleuves (Lambert, 1996).

Concernant notre recherche, nous préférons le mot « écoulement de cours d'eau » car, à l'exception des grands étangs, comme par exemple le Grand étang de Cieux, la majorité des étangs que nous avons visités sur le terrain, soit en Brenne, soit en Limousin, sont alimentés par un petit cours d'eau d'un débit ne dépassant 1 m^3 par seconde que pendant le mois le plus humide et pendant quelques jours seulement.

L'écoulement des cours d'eau peut être tranquille ou turbulent, et ce rythme d'écoulement dépend avant tout de la morphologie de son lit et du débit de ce cours d'eau.

Normalement l'écoulement tranquille est caractéristique des cours d'eau de plaine en basses eaux, où la vitesse est trop faible pour que le courant puisse transporter autre chose que des éléments en flottaison (feuilles des arbres ou même des petits morceaux de bois) ou en dissolution (sels minéraux), au plus des particules argileuses en suspension. Il n'y a donc aucune érosion, aucun creusement. Le fond du lit est alors soit herbeux soit vaseux et c'est bien le cas de la majorité des cours d'eau qui lient les étangs en Brenne.

Au contraire de l'écoulement tranquille, l'écoulement turbulent est capable de transporter des matériaux, non seulement en flottaison et dissolution, en suspension pour les argiles, mais en suspension pour les limons et sables fins, en saltation pour les sables grossiers et en roulage sur le fond pour les graviers. Les eaux courantes ainsi chargées sont capables de creuser le lit dans les roches affouillables. Si ce mode d'écoulement est assez fréquent dans l'année, le fond du lit ne peut plus être herbeux mais seulement sableux ou graveleux et ce type d'écoulement est le plus répandu en Limousin.

En fait, les différents rythmes d'écoulement dans les chenaux, déjà mentionnés, sont fondamentaux en hydraulique, mais pour les hydrologues géographes, R. Lambert (1996, p178) propose la classification suivante :

1. *un écoulement torrentiel là où la vitesse est la plus forte ;*

2. *un écoulement turbulent là où la vitesse est seulement supérieure à la célérité ;*

3. *un écoulement tranquille là où la profondeur et la rugosité sont moindres ;*

(1) Ce type d'écoulement n'entre pas dans les intérêts de notre étude actuelle car les bassins-versants que nous étudions sont très petits et l'estimation de ce type d'écoulement a besoin d'un spécialiste en hydro-géologie.

4. *des eaux mortes même (immobiles) près de la berge.*

Il est important de noter que les débits des tributaires ne sont pas toujours supérieurs aux débits des émissaires. En effet, les mesures de débit sortant d'un étang ou de n'importe quel plan d'eau peuvent être supérieures au débit entrant surtout pendant les jours pluvieux. Cette différence peut être expliquée soit par la quantité de pluie tombée directement sur la surface du plan d'eau, soit par l'eau entrant dans le plan d'eau via le ruissellement superficiel direct et/ou l'écoulement hypodermique.

2.2.2.2 – L'écoulement sur les versants

Nous pouvons constater deux formes d'écoulement des eaux liquides sur les versants :

1. le ruissellement de surface ;

2. l'écoulement hypodermique.

Le ruissellement de surface

Nous pouvons observer ce ruissellement directement car il se déroule à la surface du versant après les fortes averses ou plus précisément quand les précipitations (P) dépassent la possibilité d'infiltration dans le bassin (i).

Nous pouvons distinguer entre deux modes de ruissellement superficiel direct :

- le ruissellement diffus ;

- le ruissellement linéaire concentré.

* Le ruissellement diffus

Dans le ruissellement diffus, tout apport d'eau supérieur à (i) ne peut que s'accumuler en surface en l'absence de pente sous forme de flaques ou s'écouler vers l'aval-versant. Mais cet apport étant à peine supérieur à (i), le film d'eau qui ruisselle est encore trop faible et le moindre obstacle (brin d'herbe, agrégat, motte...etc) l'oblige à se subdiviser en filets contournant l'obstacle, filets brisés à leur tour sur l'obstacle suivant.

À pente constante, le ruissellement diffus s'observe bien sûr plus souvent à l'aval-versant qu'à l'amont. Ce type de ruissellement ne peut que laver le versant en n'emportant que les particules fines (limons ou sables fins) aussi ces eaux sont elles troubles et en bas de versant.

Plus un versant est protégé par un tapis végétal dense et filtrant, moins ce ruissellement peut emporter de particules. Mais si l'intensité pluviale dépasse nettement le seuil d'infiltration, il y a de plus en plus d'eau à ruisseler en surface, alors le film s'épaissit et s'organise en filets de plus en plus concentrés qui dévalent la pente.

* *le ruissellement linéaire concentré*

C'est encore un ruissellement direct et superficiel, mais linéaire et concentré parce que organisé en rigoles parallèles à la ligne de plus grande pente.

À partir d'un certain seuil de concentration compte tenu de la nature de la surface, les filets d'eau

sont capables de vaincre les obstacles rencontrés et de modeler leur propre lit dans le sol ou le matériau affleurant si ils sont affouillables. Il y a alors érosion, érosion du sol ou érosion des roches fragiles, par incision puis creusement de rigoles de 1 à 10 cm de profondeur, rigoles parallèles entre elles, perpendiculaires aux courbes de niveau et d'autant plus rapprochées, plus denses que :

- l'intensité pluviale est forte ;

- la surface plus fragile (terre travaillée), moins protégée (nue) ;

- la pente plus forte.

Ces eaux de ruissellement superficiel direct et rapide sur les versants, qui provoquent des crues dans les chenaux, sont parfois appelées *eaux sauvages* alors que les eaux des cours d'eau sont seulement dites courantes (Lambert, 1996).

Sur nos terrains d'étude, pour l'étang Cistude, nous n'avons jamais remarqué de ruissellement linéaire car les pentes autour de lui sont très faibles. Par contre, le ruissellement linéaire était plus fréquent que le ruissellement diffus pour notre étang encaissé (étang de Château) qui se trouve dans une vallée de pentes sévères.

l'écoulement hypodermique

il ne s'agit plus d'un ruissellement de surface immédiatement visible mais d'un écoulement à travers le sol et le manteau, parallèle à la surface du versant, à travers les pores non capillaires du sol. Ce type d'écoulement apparaît lorsque le substratum ou l'horizon inférieur du sol est imperméable ou seulement moins perméable que le sol de surface. Ce frein voire blocage de l'infiltration de l'eau vers les nappes provoque un mouvement de l'eau existant à la limite entre les deux couches de sol dans le sens de la pente évidemment. Après la pluie, cet écoulement hypodermique assure le ressuyage du sol par vidange des pores non capillaires.

Cet écoulement lent livre à l'étang, ou à n'importe quel plan d'eau, drainant le bas du versant, une eau partiellement filtrée, donc moins trouble que celle du ruissellement direct, mais déjà chargée de sels minéraux. Comme il affecte la totalité des sols du bassin-versant soumis à la pluie, il intéresse une grande surface et finalement procure un débit notable aux plans d'eau ou aux ruisseaux, rivières et fleuves concernés.

Nous pouvons donner un exemple de l'importance de cet écoulement lors du calcul du bilan hydrologique des étangs situés dans une vallée. En effet, le mois de juillet 2015 était un des mois les plus secs dans la période de nos mesures quotidiennes (août 2013 – mai 2016). Bien que le ruissellement de surface de ce mois ait été égal à zéro, nous avons constaté que le débit sortant de l'étang était égal ou légèrement inférieur au débit entrant de l'étang. Et comme le taux d'évaporation pendant ce mois est élevé (dépassant facilement 5 mm par jour) d'où vient cette eau ?. La seule réponse raisonnable à notre question est « de l'écoulement hypodermique ».

À notre connaissance, personne n'a pu mesurer directement ni le ruissellement superficiel, ni l'écoulement hypodermique. Mais nous pouvons les estimer comme une composante restante du bilan hydrologique si nous disposons des données fiables sur les autres composantes du bilan. Pour estimer la quantité d'eau entrant dans étang par le ruissellement superficiel (Rs) et l'écoulement hypodermique (éh) nous utilisons l'équation suivante :

$$Rs + éh = (P + De) - (E + I + Ds) \qquad (12)$$

où : ***P*** est la précipitation ; ***De*** est le débit entrant dans l'étang ; ***E*** est l'évaporation ; ***I*** est l'infiltration vers les nappes phréatiques et ***Ds*** est le débit sortant de l'étang.

Pendant les mois où le ruissellement superficiel est égal à zéro l'équation (12) devient :

$$éh = (P + De) - (E + I + Ds) \quad (13)$$

dans ce cas, l'écoulement hypodermique est égal à la différence entre les composantes positives et les composantes négatives du bilan.

Il convient de noter que le résultat de l'équation (13) peut être négatif. Dans ce cas, nous sommes devant un rechargement de réserve Hydrique (Ru) du sol entourant l'étang à partir de l'eau de l'étang elle-même. Nous pouvons constater ce phénomène à la fin de l'été hydrologique ou plus précisément pendant le mois d'août.

Avant de conclure sur les différents types d'écoulement, nous pouvons recommander aux personnes qui cherchent des explications plus détaillées de lire les pages (172 à 195 et 245 à 328) du livre de R. Lambert (1996) « *Géographie du cycle de l'eau* » et les pages (203 à 230) du livre de C. Cosandey et M. Robinson (2000) *« Hydrologie continentale »*.

2.2.3 – *L'infiltration*

L'infiltration est une des composantes principales du bilan hydrologique. La négligence de cette composante lors du calcul du bilan hydrologique d'un plan d'eau provoque souvent un déséquilibre considérable entre les parties du bilan.

L'infiltration par définition, est le flux d'eau qui peut pénétrer dans un sol à partir de sa surface. La valeur maximale du flux qu'un sol est capable d'absorber ou capacité d'infiltration est fondamentale pour une gestion efficace de l'eau et des sols. D. Hillel (1974) définit l'infiltration comme « *le flux maximal que le profil du sol peut absorber à travers sa surface maintenue avec de l'eau à la pression atmosphérique* ».

Il est généralement observé que la capacité d'infiltration d'un sol diminue avec le temps jusqu'à l'arrivée d'un stade où le sol devient totalement saturé. À partir de ce moment là, le taux d'infiltration prend une valeur constante.

En fait, la définition précédente de l'infiltration est très simple et acceptable théoriquement, mais la circulation verticale[(1)] de l'eau dans le sol, surtout les sols non saturés, est très complexe. A. Vernet (1969) explique le mouvement de l'eau dans le sol en disant : « *Si, dans un système, l'eau se trouve à des potentiels différents, ceux-ci auront naturellement tendance à s'égaliser. Il en résulte un déplacement de l'eau des plus forts vers les plus faibles potentiels hydriques* ».

En effet, le concept de potentiel hydrique exprime l'énergie potentielle de l'eau dans le sol par référence à celle de l'eau standard, généralement définie comme celle « *d'un réservoir d'eau libre et pure, à la pression atmosphérique, à une température et une position donnée.* » (Cosandey et Robinson, 2000, p. 145).

le potentiel hydrique, ou énergie potentielle de l'eau, résulte à la fois de la position (potentiel gravitaire) et de l'état interne (potentiels de pression).

(1) Nous considérons que la circulation horizontale de l'eau dans le sol entre l'étang et son alentour entre dans l'écoulement hypodermique. Cette eau est positive pour le bilan hydrologique de l'étang lorsqu'elle entre dans l'étang, négative quand elle sort de l'étang vers son alentour.

Bien que le sol au-dessous d'un étang, ou de n'importe quel plan d'eau, soit toujours saturé, les mesures directes sur le terrain nous montrent que l'infiltration parfois est négative, l'eau se déplace des nappes phréatiques vers l'étang. Donc la seule explication de ce mouvement (contraire à la gravité) est que le potentiel hydrique des nappes phréatiques est plus fort que celui de l'étang.

Parmi les facteurs qui jouent un rôle dans le processus d'infiltration nous pouvons citer la texture et la structure de sol, le type de végétation, la forme des reliefs, la géologie et la nature de la roche mère et l'existence ou l'absence des failles.

Dans les chapitres suivants nous allons expliquer les instruments utilisés pour mesurer et estimer l'infiltration et les autres composantes hydrologiques de nos bilans hydrologiques des étangs étudiés.

2.3 – Les facteurs climatiques influençant le bilan hydrologique d'un étang

Les précipitations et l'évaporation sont les principaux facteurs climatiques d'un bilan hydrologique d'un plan d'eau comme un étang. Mais au moment de calculer le bilan hydrologique à l'échelle du bassin-versant de ce plan d'eau, il nous faut prendre en considération un nouveau facteur qui s'appelle l'interception.

Dans ce chapitre, nous allons, tout d'abord montrer seulement la définition de précipitation et la différence entre la pluie météorologique et la pluie hydrologique. En suite, nous allons voir la différence entre l'évaporation et l'ébullition, l'évaporation et la transpiration et la différence entre les différents types d'évapotranspiration. Enfin, nous allons terminer ce chapitre par la définition de l'interception et les principaux facteurs qui l'affectent.

2.3.1 – Les précipitations

« *les précipitations constituent la composante fondamentale de l'hydrologie et la connaissance de cet apport d'eau au sol est essentielle pour appréhender l'état des réserves en eau du sol, la recharge des nappes et le régime des cours d'eau* » (Cosandey et Robinson, 2000, p. 17).

Les précipitations se produisent sous différentes formes, liquide (les plus fréquentes dans notre région d'étude) ou solide. Les précipitations liquides comprennent essentiellement les pluies, les bruines et les précipitations "occultes" comme la condensation et la rosée, dont le rôle hydrologique peut être considérable dans certaines conditions. Au contraire de ce type de précipitations immédiatement intégrées dans le cycle de l'eau, les précipitations solides, essentiellement la neige, peuvent séjourner quelques jours à la surface du sol avant de fondre et d'être de nouveau reprises dans le cycle de l'eau.

Les précipitations tombées sur le sol subissent des prélèvement successifs. Après chacun d'entre eux, la pluie résiduelle porte souvent un nom précis ; ainsi nous parlons de :

1. la pluie nette, pour la pluie qui arrive au sol après les prélèvements de l'interception ;

2. la pluie utile, lorsque l'on prend en compte les reprises d'évaporation. Autrement dit, la pluie utile est celle susceptible de recharger la réserve hydrique ;

3. la pluie efficace, terme surtout utilisé par les hydrologues, est celle qui atteint la nappe et participe à l'écoulement.

Parmi ces différents termes de pluie nous nous intéressons à pluie nette. Cette pluie, à la surface

d'un plan d'eau libre, est égale à la pluie mesurée par une station météorologique installée au bord de ce plan d'eau car l'interception dans ce cas est égale à zéro.

Puisque dans notre recherche nous nous intéressons non seulement à l'étang étudié mais aussi à son bassin-versant, nous devons donc prendre en compte la différence entre la pluie météorologique et la pluie hydrologique.

En fait, les stations météorologiques ne nous fournissent que des données sur les précipitations verticales, autrement dit, les précipitations tombées par terre (pluie météorologique). Mais dans des conditions d'humidité atmosphérique élevée et de basses températures de l'air (décembre, janvier et février dans la région d'étude) peut y avoir une circulation latérale sous forme de brouillards ou de nuages, ce mouvement horizontal de l'eau dans l'atmosphère peut être intercepté par les arbres. Ensuite, l'eau interceptée s'écoule le long des branches jusqu'au sol. Pour cela, certains hydrologues se sont penchés alors sur la mesure de la « pluie hydrologique », « *qui est celle réellement reçue par unité de surface du sol compte tenu de la pente du terrain considéré* » (Cosandey et Robinson, 2000, p. 33).

Pour montrer l'importance et en même temps la grande différence entre la pluie hydrologique et la pluie météorologique, nous pouvons citer des mesures effectuées sur le site du mont Wellington en Tasmanie (Twomey, 1957). Dans cette étude, le capteur de brouillard avait recueilli 1117 mm pendant une période de 10 jours durant le mois de février, contre 104 mm seulement pour un pluviomètre classique.

En théorie, nous pensions que seul les arbres situés en bordure d'une forêt interceptent une grande quantité d'eau, et qu'ensuite cette quantité décroit rapidement pour les arbres situés plutôt au milieu. Mais les travaux de Shuttleworth (1977) ont montré que les effets sont plus importants au-dessus d'une forêt qu'en bordure.

Pour conclure sur les précipitations nous précisons que, malheureusement, nous n'avons pas eu d'instrument pour mesurer la pluie hydrologique même si elle était importante surtout pendant l'hiver.

2.3.2 – L'évaporation et l'évapotranspiration

La notion **d'évaporation** comme celle de précipitations est centrale dans le bilan de l'eau (Hufty , 2001).

« *À l'échelle du globe, les quantités d'eau reçues sous forme de précipitations liquides ou solides équivalent aux quantités perdues par évaporation. Mais l'équilibre du bilan global ne doit pas masquer les différences qui existent d'une zone à l'autre* » (Estienne et Godard, 1970, p.112).

En définition l'évaporation est « *le phénomène physique de transformation de l'eau liquide en gaz, en vapeur* » (Lambert, 1996, p. 50). Ce processus nécessite de l'énergie afin de casser les liens qui existent entre les molécules d'eau lors du changement d'état. Ce processus se produit à la surface des océans, mers et plans d'eau continentaux ou à la surface des milieux humides (sol, végétal,...) (Beltrando, 2011).

Nous pouvons décrire le processus physique d'évaporation : « *Les molécules qui constituent une masse d'eau donnée sont en agitation permanente. Tout apport de chaleur à l'eau augmente le niveau d'énergie des molécules, donc la vitesse de leurs mouvements, avec comme résultat un accroissement de la distance entre les molécules liquides, et une fragilisation des liens entre elles. Plus les températures sont élevées donc, plus des molécules proches de la surface liquide ont*

tendance à s'échapper vers la couche d'air juste au-dessus de cette surface. De la même façon, les molécules de vapeur d'eau contenues dans ces basses couches sont aussi en perpétuel mouvement, et certaines d'entre elles pénètrent dans la masse d'eau sous-jacente. L'évaporation pendant une période donnée dépend du bilan entre les molécules qui ont quitté l'eau pour l'air et les molécules qui ont quitté l'air pour l'eau » (Cosandey et Robinson, 2000, p. 84). L'évaporation est positive quand les molécules qui quittent l'eau pour l'air sont plus nombreuses que celles qui quittent l'air pour l'eau.

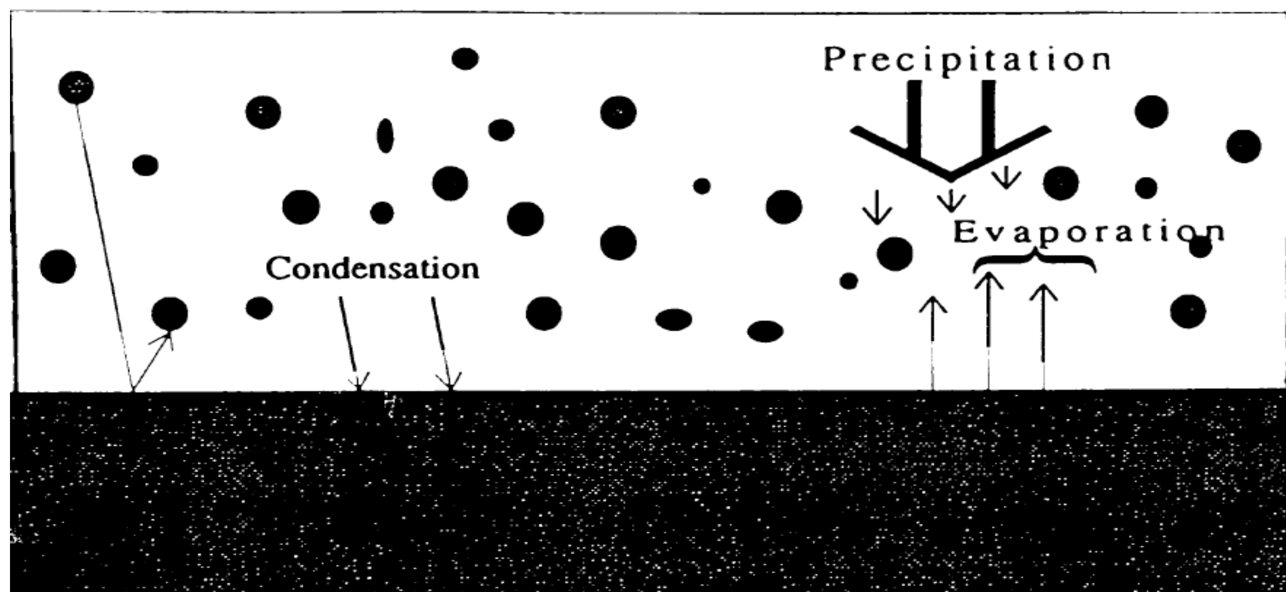


Figure. 5 *: Les échanges de molécules entre l'eau et l'air à la surface de l'eau.*
Source : (Darwish, 1998, p. 67).

l'évaporation consomme de l'énergie correspondant à la chaleur latente de vaporisation, elle a donc généralement pour conséquence un abaissement de la température du liquide qui s'évapore (Parcevaux *et al.,* 1990).

La chaleur latente de vaporisation (λ) est égale à ($2,46 * 10^6$ J/kg) (Lenters *et al.,* 2005). Mais en fait, elle varie légèrement d'un chercheur à un autre par exemple : pour évaporer 1 gramme d'eau liquide Brunt (1952) propose l'équation (14), Harrison (1963) propose l'équation (15) et Lambert (1996) propose l'équation (16).

$$\lambda = 595 - 0,51\ T° \quad (14)$$

$$\lambda = 597,3 - 0,564\ T° \quad (15)$$

$$\lambda = 607 - 0,708\ T° \quad (16)$$

avec : λ dans toutes les équations précédentes en (calories/gramme) et $T°$ est la température de la surface évaporante en (°C).

L'évaporation de l'eau qui se produit à partir d'une surface dépend du rayonnement net, de la température de la surface évaporante et de celle de l'air, de la vitesse du vent au niveau de la surface, de la différence entre la tension de vapeur saturante de l'air, à la température de la surface évaporante, et de la tension de vapeur réelle de l'air, de la pression atmosphérique, de la nature de la surface et de la disponibilité de l'eau au niveau de cette surface. Nous allons étudier tous ces facteurs en détail plus loin dans cette thèse.

Il convient de noter qu'il existe des différences entre le phénomène d'évaporation et celui d'ébullition. La table (2) montre les principales différences entre ces deux phénomènes.

Table. 2 : *Les différences entre l'évaporation et l'ébullition*

Évaporation	**Ébullition**
Processus dans lequel une substance change son état de l'état liquide à l'état gazeux sans bouillir	Processus dans lequel l'eau change son état de l'état liquide à l'état gazeux en bouillant
Processus lent	Processus rapide
Se produit uniquement à partir de la surface exposée du liquide	Se produit dans tout le liquide
Se produit à toute température entre la température de fusion et celle d'ébullition	Se produit à une température définie - Point d'ébullition
Énergie fournie par l'environnement (principalement par le rayonnement solaire)	Source d'énergie nécessaire
Phénomène naturel	Phénomène rarement naturel

Dans les conditions naturelles l'évaporation comprend souvent pour une très large part la transpiration.

La **transpiration** est « *le phénomène physiologique de transformation de l'eau liquide en vapeur d'eau par les êtres vivants et d'abord les végétaux* » (Lambert, 1996, p. 51). Plus simplement, la transpiration est « *la quantité d'eau transpirée par les plantes lors de leur activité de croissance »* (Perrin, 2011, p. 9). Selon le dictionnaire du climat « *la transpiration physiologique est le fait des êtres vivants, surtout des végétaux, qui expirent une partie de l'eau qu'ils ont absorbée pour assurer le fonctionnement de leur organisme et leur croissance. Cette vapeur d'eau est produite par la respiration ou, pour la végétation, par les stomates, orifices situés à la surface des feuilles* » (Beltrando, Chémery, 1995, p.131). Nous pouvons encore définir la transpiration végétale comme « *la quantité d'eau que la plante transpire pour synthétiser un gramme de matière sèche »* (Gaume, 2000, p. 8).

La transpiration joue un rôle très important dans le cycle de l'eau, vue l'étendue des couvertures végétales sur les continents et l'épaisseur exploitée par les racines qui pompent l'eau du sol et des nappes phréatiques qu'elles atteignent.

La transpiration végétale est généralement plus élevée pendant la journée, lorsque les stomates sont ouverts, que pendant la nuit. En cas de forte sécheresse, la végétation se protège des dégradations qu'une trop forte transpiration lui ferait subir en fermant ses stomates (Aldomany, 2013, p. 11).

Bien que la transpiration soit commandée, comme l'évaporation, par les facteurs météorologiques, elle est aussi commandée par des facteurs physiologiques concernant l'espèce végétale, la nature et le développement du feuillage et du réseau racinaire, le stade végétatif et la régulation par les plantes elles-mêmes en fermant leurs stomates, réduisant la surface ensoleillée (orientation des feuilles parallèlement au rayons solaires), en provocant la chute précoce des feuilles ou un flétrissement partiel.

La transpiration apparaît donc liée au régime thermique de l'air, mais non de manière linéaire. Par ailleurs, à la différence de l'évaporation qui dessèche le sol du haut vers le bas, la transpiration qui implique un pompage de l'eau du sol par les réseaux racinaires dessèche le sol dans toute son épaisseur.

Dans les recherches hydro-climatologiques nous utilisons, souvent, le concept d'évapotranspiration comme la somme de l'évaporation physiologique (transpiration) et l'évaporation physique. Mais, il faut faire attention aux différents types d'évapotranspiration que nous pouvons utiliser dans les recherches scientifiques.

D'après C. Lecarpentier (1975), le regroupement de l'évaporation physique et de l'évaporation physiologique sous le vocable d'évapotranspiration s'explique par une série de motifs aussi valables les uns que les autres, fait dans un souci de simplification. Parmi ces motifs, nous pouvons citer les raisons suivantes :

1. *il est extrêmement difficile, voire impossible, de séparer quantitativement les deux processus : une case lysimétrique englobe sol et végétation ; un film plastique imperméabilisant le sol, non seulement conduit à des résultats non généralisables, mais surtout perturbe considérablement les phénomènes naturels ;*

2. *cette éventuelle séparation n'aurait d'ailleurs qu'un intérêt pratique restreint, le sol végétalisé formant un tout indissociable quant au bilan hydrique et ses applications, irrigation entre autres ;*

3. *le rapport entre évaporation et transpiration est en tout état de cause fluctuant : il dépend non seulement du type de plante et de sol, mais encore de la saison, du stade végétatif, des conditions climatiques antérieures, etc. Nous n'obtiendrions donc pas un rapport, mais une multitude de rapports, dénués, par là même, de tout intérêt ;*

4. *au plan physique, les deux phénomènes sont au fond de même nature : il s'agit de l'émission d'un flux de vapeur d'eau dont malheureusement l'étude ou la mesure directe restent du domaine des théories et modèles mathématiques : mécanique des fluides et échanges par turbulence.* (C. Lecarpentier, 1975, p. 258).

2.3.2.1- L'évapotranspiration potentielle (ETP)

L'agronome américain Thornthwaite en 1931 était le premier à utiliser cette expression. En 1948 Thornthwaite a donné une définition précise de l'ETP : « *évapotranspiration d'un sol couvert par une végétation en pleine pousse végétative, le sol étant toujours bien alimenté en eau* ». R. Lambert (1996) dit en ce qui concerne cette définition que l'ETP serait indépendante de la nature de la couverture végétale et, à l'échelle du mois, ne dépendrait que des facteurs climatiques. H. Penman en 1956, donne cette définition de l'ETP : [« *Evaporation from an extended surface of short green corp, actively growing, completely shading the ground, of uniform height and no short of water* » (évaporation d'une pelouse suffisamment étendue, en bon état et convenablement alimentée en eau et régulièrement tondue).

En situation d'ETP, les plantes ne manquant pas d'eau pourraient se développer au maximum, produire le maximum possible de matière végétale et transpirer sans autre limite que l'énergie disponible.

Bien que l'ETP soit un concept élaboré en laboratoire dans des conditions qui n'existent qu'exceptionnellement dans la nature, il a bien été à la base de la théorie de l'irrigation de

complément, irrigation qui aujourd'hui s'est généralisée dans toute la France non méditerranéenne (Lambert, 1996).

L'ETP peut être calculée à partir de formules plus ou moins complexes. Nous allons consacrer un chapitre entier de cette thèse pour présenter les différents types de formules que nous avons utilisés pour calculer l'ETP.

Si les formules qui calculent l'ETP donnent des résultats satisfaisants dans les régions humides et subhumides de la zone tempérée, ces formules donnent des résultats très loin de la réalité dans les régions arides ou semi-arides.

Comme la disponibilité en eau dans le sol n'est pas toujours assurée dans notre région d'étude, surtout pendant les mois d'été, l'ETP dans ce cas est différente, voir très différente, de l'évapotranspiration réelle (ETR). Et, dans ce cas, les résultats de l'ETP ne sont pas acceptables pour estimer l'évaporation à partir des plans d'eau libres.

2.3.2.2- L'évapotranspiration réelle (ETR)

L'ETR se définit comme « *la réponse, en termes de vapeur d'eau, d'un milieu donné à la demande exercée par l'évapotranspiration potentielle, compte tenu de la quantité d'eau disponible* » (Cosandey et Robinson, 2000, p. 98). Donc, la différence entre l'ETP et l'ETR est liée à la disponibilité en eau, que cette eau vienne de l'atmosphère sous forme de précipitations, ou des réserves du sol.

L'ETR est toujours inférieure ou tout au plus égale à l'ETP. Comme l'ETP, l'ETR peut être calculée (estimée) en utilisant des formules mathématiques comme celle-ci proposée par L. Turc en (1954). Cette formule repose seulement sur les précipitations (P en mm) et la température de l'air (T en °C).

$$ETR\, mm/an = (P)/((0{,}9 + ((P)^2/(L)^2)))^{0{,}5} \quad \text{.........(17) (Lambert, 1996, p. 55)}$$

où : $L = 0{,}05\ T^3 + 25\ T$;

L'ETR peut aussi être mesurée par les lysimètres à l'échelle du mois, de la semaine ou du jour.

2.3.2.3- L'évapotranspiration maximale (ETM)

Nous utilisons ce terme pour décrire la valeur de l'évapotranspiration d'une culture en l'absence d'advection, quand les conditions d'alimentation hydrique sont optimales, c'est-à-dire quand l'humidité du sol est proche de la capacité du champ dans la zone racinaire ; dans ces conditions la résistance stomatique est minimale et la résistance de l'espace poreux végétal intervient (Parcevaux *et al.,* 1990).

L'ETM peut être reliée à l'ETP par des coefficients culturaux empiriques inférieurs à l'unité (inférieurs à 1).

Enfin, il convient de noter que dans la littérature scientifique nous trouvons le terme **d'évapotranspiration de référence** (Etr), ce terme est dans la grande majorité égal à l'ETP. Nous trouvons aussi les termes **d'évapotranspiration calculée** qui se réfère au résultat de tout calcul de l'évapotranspiration, réalisé au moyen de formules (Penman, Turc, Rower...etc), et **d'évapotranspiration optimale** qui représente l'évapotranspiration d'une culture spécifique, à un stade donné de végétation, sous un climat donné et correspondant à l'alimentation hydrique

optimale en vue d'un objectif agronomique ou économique particulier.

2.3.3 – L'interception

Pendant les précipitations une partie importante de la pluie est interceptée par le couvert végétal. Cette eau interceptée par la canopée végétale se divise en trois parties, 1- une partie tombe sur le sol directement par égouttage de la végétation ; 2- une autre partie parvient jusqu'au sol indirectement par le ruissellement le long des troncs ; 3- une partie est évaporée. Les deux premières parties ne composent pas une perte du point de vue hydrologique mais la troisième est considérée comme une perte.

Nous pouvons donc définir l'interception comme la fraction des précipitations qui n'atteint jamais le sol autrement dit l'interception évaporée.

Nous excluons ici l'interception horizontale du brouillard qui est positive pour le bilan hydrologique à l'inverse de l'interception verticale qui constitue une composante négative de ce bilan.

L'interception dépend à la fois des caractéristiques de la végétation et des conditions climatiques.

Parmi les facteur liés à la végétation nous pouvons citer :

1. la capacité de stockage. Cette capacité est liée avant tout à l'espèce végétale. Par exemple les peuplements de feuillus interceptent moins que les peuplements de résineux. Il convient de noter ici que la capacité de stockage de la végétation basse est loin d'être négligeable (Rutter *et al.*, 1975 ; Schuttleworth, 1977 ; Hall, 1985 et Zinke, 1987).

2. la densité et l'âge du peuplement. L'interception augmente avec la densité et le nombre des arbres par hectare. Par exemple, Aussenac (1981) estime l'interception de 35% pour une forêt de Douglas de 500 arbres/ha, et de 43% avec une densité de 3000 arbres/ha. De même l'interception est en relation positive avec l'âge des arbres mais elle atteint une valeur-seuil au-delà de laquelle elle ne progresse pratiquement plus (dès 15 ans pour le Douglas).

Les pertes par interception dépendent étroitement de l'évaporation et sont affectées par les facteurs météorologiques qui la gouvernent. Parmi ces facteurs météorologiques :

1. la vitesse du vent qui renouvelle l'air au contact de la végétation paraît être un de ceux qui jouent le plus grand rôle. Mais il faut faire attention car lorsque le vent devient violent, il provoque un égouttage rapide qui a tendance à limiter les possibilités de stockage.

2. Les caractéristiques de l'épisode pluvieux jouent aussi un rôle très important dans le processus d'interception. L'interception augmente avec la capacité de saturation du couvert végétal, la durée, l'intensité et la hauteur totale des précipitations (Calder, 1990). Dès 1919 E. Horton avait montré que les pertes par interception augmentaient avec la durée de la pluie mais de façon décroissante, de telle sorte que l'importance relative des pertes par interception diminue avec la durée de la pluie, comme cela a été aussi observé par Olszewsky (1976).

Nous allons plus loin dans cette thèse expliquer comment nous avons mesuré l'interception de deux espèces d'arbres qui poussent dans la région d'étude.

Pour conclure ce chapitre qui a été consacré à présenter les différents concepts concernant notre

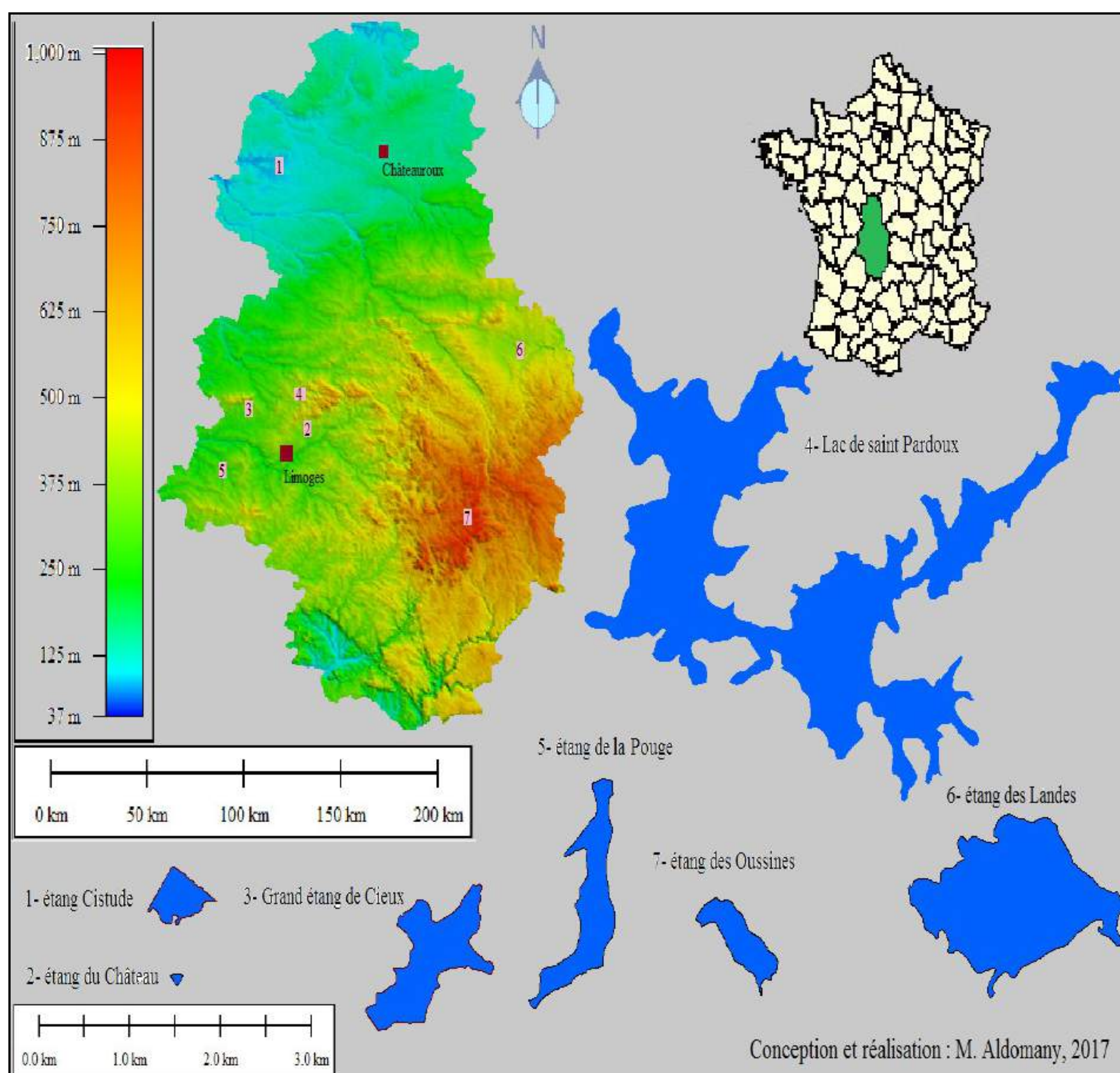
étude afin de faciliter la compréhension de la suite de cette thèse par les personnes qui ne sont pas forcément spécialistes en hydroclimatologie, nous pouvons dire que la grande majorité des informations rapportées dans ce chapitre se trouve en détails dans les références bibliographiques citées dans le texte.

CHAPITRE III

3 - LA CARTE D'IDENTITÉ DES ÉTANGS CHOISIS POUR L'ÉTUDE

Dès le premier moment où nous avons décidé de suivre une méthodologie s'appuyant sur des mesures quotidiennes des différentes composantes du bilan hydrologique des étangs, il nous fallait prendre en considération que les terrains d'étude que nous allions choisir devaient être représentatifs de la majorité des étangs existant dans la région d'étude, car il serait inutile de passer une ou plusieurs années sur des étangs qui ont des caractéristiques spécifiques différentes de la grande majorité des étangs de la région.

Pour cette raison, la première étape de notre recherche était de trouver un étang qui possède toutes ou presque toutes les caractéristiques qui distinguent un type d'étangs des autres types. Par exemple, nous n'avons pas choisi l'étang de Landes pour être représentatif des étangs limousins car, malgré sa localisation géographique, il possède des caractéristiques (sa profondeur, la dénivellation de son bassin d'alimentation) qui nous permettent de le classer dans le type berrichon plutôt que limousin.



Carte. 1 *: La région d'étude et la localisation des plans d'eau étudiés. La carte présente les plans d'eau étudiés à la même échelle.*

Les étangs étudiés où nous avons effectué les mesures quotidiennes, comme nous allons voir plus loin, répondent parfaitement aux caractéristiques des deux grands types d'étangs existant au Centre-Ouest de la France, dont l'étang Cistude, comme un représentatif des étangs pelliculaires et l'étang du Château, comme un représentatif des étangs encaissés profonds.

Comme l'évaporation constitue l'axe le plus importante de notre recherche, et parce que un des objectifs principaux de notre étude est de trouver, ou même établir, une formule mathématique qui nous fournit des estimations proches de l'évaporation réelle des étangs de région d'étude. Nous allons utiliser les meilleures méthodes mathématiques qui donnent les calcules les plus proches de nos mesures directes sur l'étang Cistude et celui du Château pour estimer l'évaporation des autres plans d'eau situés dans notre région d'étude. L'estimation de l'évaporation de ces plans d'eau va s'appuyer sur des données météorologiques viennent des stations Météo-France les plus proches de ces plans d'eau et des données sur la température de l'eau fournis par L. Touchart.

Dans cette partie nous tentons d'effectuer une représentation complète (climatique, morphologique, géologique et un peu historique) de nos terrains d'études et des régions qui les contiennent, plus précisément du département de la Haute-Vienne et de la Brenne.

3.1 – Présentation climatique de la région étudiée

Selon la classification des climats régionaux en France effectuée par G. Beltrando (2004, p. 120), tous nos terrains d'étude sont situés dans le climat tempéré océanique. Mais, parce que le climat d'un milieu ou d'une zone donnée dépend des particularités de la topographie, qui détermine des écoulements spécifiques de l'air et de la nature des surfaces à l'interface substrat-atmosphère, qui détermine les échanges énergétiques et les transferts d'eau, nous devons plutôt parler du climat local que du climat régional.

En fait, selon la classification proposé par Estienne et Godard (1970), nous trouvons trois, ou plus précisément, quatre sous-types du climat tempéré océanique, dont un climat océanique frais ; un climat océanique vrai ; un climat océanique à sécheresse d'été accentuée et la dégradation du climat tempéré océanique vers le climat tempéré continental. Si les trois premiers sous-types de climat tempéré océanique sont des climats de façade maritime, où l'influence de l'océan Atlantique reste déterminante, notre région d'étude qui est le Centre-Ouest de la France est à 250 km de l'océan (étang Cistude) et près de 200 km (étang Cieux et étang du Château).

Bien qu'il n'existe presque aucune barrière importante de reliefs entre l'océan et la région d'étude, elle enregistre des dégradations claires qui nous permettent de classer notre région d'étude pour certaines de ces caractéristiques climatiques dans le troisième et le quatrième sous-type de climat tempéré océanique mentionnés ci-dessus.

Les deux grands critères d'appartenance au climat tempéré océanique d'Estienne et Godard (1970), ou « breton » de Viers et Vigneau (1990) sont :

- une amplitude thermique annuelle faible, car l'air qui envahit cette région est à peu près toujours d'origine maritime ; ses caractéristiques sont celles qu'il a acquises après avoir longuement balayé l'océan ; il est toujours humide, doux l'hiver et frais l'été (Estienne et Godard, 1970, p.253).

- des précipitations en toute saison, avec, néanmoins, un régime à minimum de saison chaude et maximum de saison froide, car, en été, l'anticyclone subtropical remonte au sud-ouest du continent tempéré. De plus, « *en été, l'air marin frais circule sur un sol chauffé par le soleil; sa température augmente et son humidité relative diminue* » (Escourrou, 1982, p. 13 cité par L. Touchart, 2001, p. 147).

En regardant les (Tables. 3 et 4), nous constatons, clairement, que le Limousin et la Brenne répondent aux deux grands critères d'appartenance au climat tempéré océanique. Mais, en prenant l'amplitude thermique annuelle en considération[1], nous trouvons que notre terrain d'étude est situé dans le climat océanique dégradé vers le climat tempéré continental, car l'amplitude du climat tempéré frais est inférieure à 4 ou 5°C (Estienne et Godard, 1970, p.259) ; celle du climat océanique vrai est, généralement, comprise entre 10 et 15°C (Estienne et Godard, 1970, p. 256 ; Estienne, 1956, p. 197) et de 5 à 12 °C selon (G. Beltrando, 2004, p. 158). Pour le troisième et le quatrième sous-type du climat tempéré océanique, l'amplitude thermique annuelle dépasse le seuil de 15 degré (Estienne et Godard, 1970, p.261).

Table 3. *les valeurs moyennes mensuelles calculées en utilisant les données de quarante dernières années provenant de la station Météo-France (Châteauroux-Deols située à 41 km vers l'est-nord-est de l'étang Cistude) et de la station Météo-France (Rosnay située à 10,6 km au sud-sud-est de l'étang Cistude).*

Mois	Précipitation (mm)	Température (°C)	Vitesse à 10 m (m/s)	Humidité (%)	Rayonnement (W/m²)
janvier	60	4,5	3,7	87	43
février	56	5,2	3,6	84	81
mars	55	8,2	3,6	78	134
avril	60	10,5	3,4	75	180
mai	67	14	3	77	194
juin	54	17,8	2,9	74	215
juillet	59	20	2,9	72	219
août	52	19,7	2,7	72	193
septembre	58	16,5	2,8	77	147
octobre	75	12,9	3	85	88
novembre	65	7,8	3,2	88	45
décembre	70	5,2	3,6	89	35
Moyenne annuelle	731	11,85	3,2	79,8	131,16

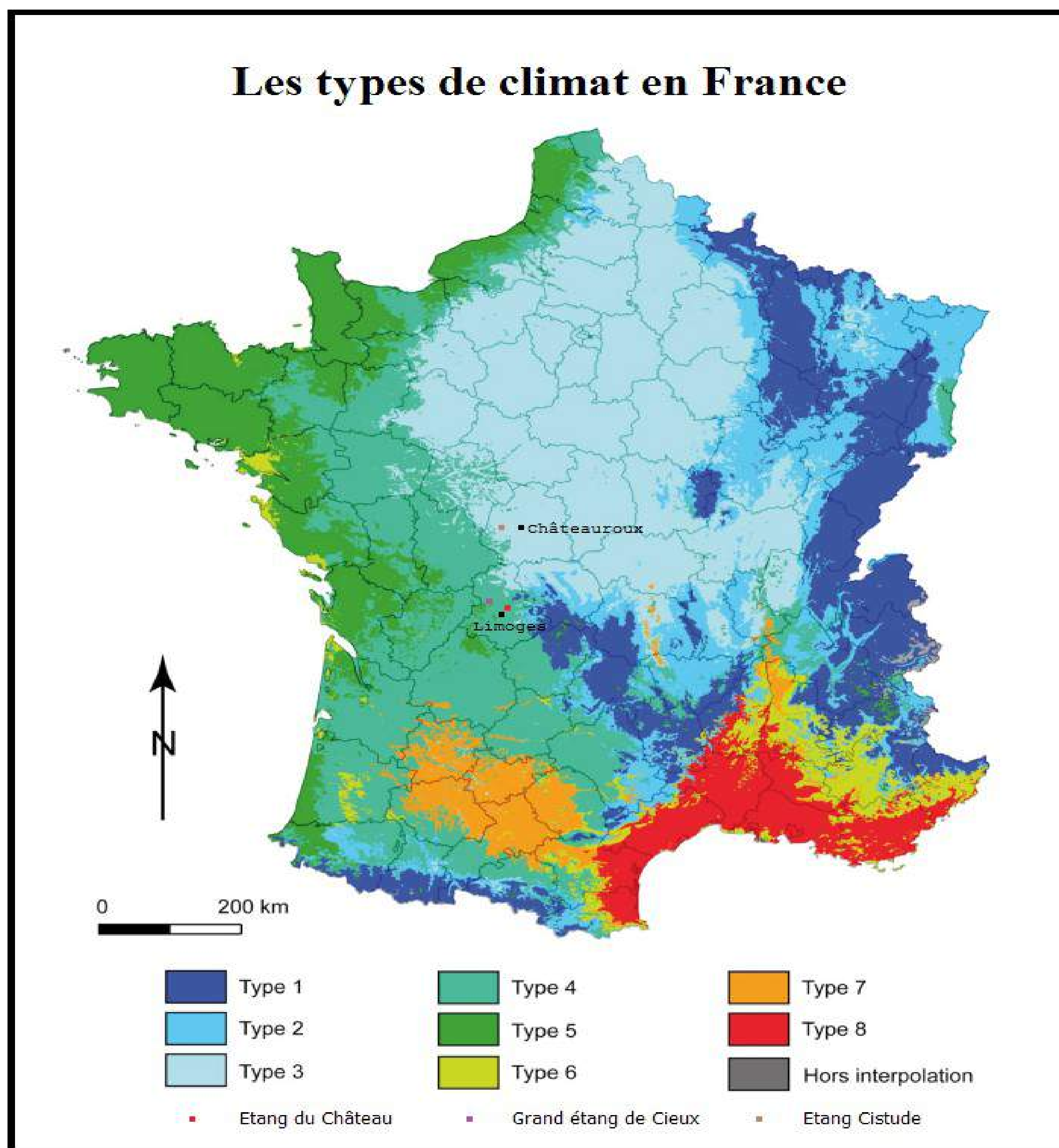
Table 4. *les valeurs moyennes mensuelles calculées en utilisant les données de quarante dernières années provenant de la station Météo-France (Limoges-Bellegarde située à 12 km au ouest-sud-ouest de l'étang de Château et à 18 km au sud-est de l'étang de Cieux).*

Mois	Précipitation (mm)	Température (°C)	Vitesse à 10 m (m/s)	Humidité (%)	Rayonnement (W/m²)
janvier	92	4,1	3,6	86	48
février	84	4,9	3,6	81	78
mars	80	7,7	3,7	75	127
avril	88	9,9	3,6	73	177
mai	95	13,3	3,1	74	201
juin	74	16,9	3	73	238
juillet	69	19,1	2,9	72	233
août	76	19	2,8	72	209
septembre	72	16,1	2,9	75	163
octobre	94	12,6	3,1	82	97
novembre	95	7,6	3,3	85	58
décembre	104	5,1	3,5	85	41
Moyenne annuelle	1023	11,36	3,3	78	139,16

(1) Cette variable est généralement reconnue comme critère de discrimination entre climats océaniques et continentaux (Joly *et al.*, 2010)

Selon la classification des types de climat en France effectuée par Joly *et al*. (2010), nous trouvons que la plupart de la Brenne se trouve dans le « climat océanique dégradé des plaines du Centre et du Nord » (type 3 sur la Carte. 2). Les principales caractéristiques de ce type de climat sont : une amplitude thermique annuelle supérieure à 15 °C, une température moyenne annuelle proche de 11°C et un cumul annuel de précipitation voisin de 700 mm. Nous trouvons aussi que nos terrains d'étude limousins se situent dans les limites du « climat océanique altéré » (type 4 sur la Carte. 2). Ce type de climat est plus humide que le précédent mais sa température moyenne annuelle dépasse le seuil de 11 °C.

Par contre, le climat de cette région subirait de plus rapides variations de types de temps, autrement dit une plus grande instabilité climatique à courte échelle temporelle, ce qui aurait des répercussions sur la durée des stratifications, en la diminuant, ou encore sur la dynamique des eaux, en l'augmentant (D. Brunaud, 2007, p.52).



Carte. 2 : *Les types de climat en France*

Source : Joly et al., 2010 cartographie modifiée par P. Bartout, 2015b.

Parce que cette thèse de doctorat est une thèse principalement dans le domaine de la climatologie et parce que nous n'avions le temps de prendre les mesures sur le terrain que pendant une seule année pour chaque type d'étangs, nous estimons qu'il est de forte importance de faire une comparaison entre les années pendant lesquelles nous avons pris les mesures sur les terrains et une série des années précédentes pour savoir où se trouvent exactement ces années de mesures par rapport au cycle climatique actuel de la région Centre et de la région Limousin.

En fait, le choix de la meilleure échelle de temps pour étudier l'évolution du climat pour une région donnée nécessite de préciser tout d'abord ce que recouvre le mot « climat ». Le climat, comme nous le comprenons est l'ensemble des phénomènes météorologiques qui caractérisent l'état de l'atmosphère en un lieu donné et sur une certaine période de temps qui s'étend d'un mois ou une saison à des milliers ou millions d'années. G. Beltrando (2004, p. 119) précise que « *le climat ne renvoie à aucune dimension précise : on peut parler du climat de la Terre pour une période donnée (parfois de plusieurs milliers d'années...), ou de celui d'un espace très réduit (par exemple d'une rue) »*. À notre avis, la longueur de la période climatique, qui n'a pas de liens évidents avec les facteurs naturels comme les taches solaires par exemple, dépend du chercheur et plus précisément de la problématique de son étude.

Prenons par exemple l'échelle de temps la plus adaptée avec les recherches agronomiques qui varie entre un mois et une décennie. Dans ce type de recherches, le cycle saisonnier des ressources en eau est fortement modulé d'une année à l'autre. La prévisibilité saisonnière constitue donc un enjeu majeur pour optimiser les dates de semis, de traitement et de récolte. Un changement répété du cycle imposera un changement d'espèces cultivées et de pratiques agricoles. Autre exemple, les chercheurs qui s'intéressent à l'augmentation du niveau de la mer utilisent les périodes climatiques allant des décennies aux siècles.

En général, la période climatique de 30 ans est la plus utilisée dans les recherches climatiques qui étudient l'évolution du climat. Cette période est accréditée par l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM), elle correspond globalement au temps nécessaire pour l'apprentissage et la transmission d'une génération humaine à l'autre. L'évolution du climat selon cette période est alors sans lien avec les événements naturels qui se répètent sur une courte période de temps comme les taches solaires et les oscillations océaniques comme l'oscillation australe El Niño (ENSO).

« Plus une série d'observations est prolongée, plus l'étude du climat, notamment dans ses anomalies et ses variations, peut être poussée » (Estienne et Godard, 1970, p. 9). Pour cela, nous comparons nos données météorologiques collectées sur les terrains d'étude (Tables 3 et 4) avec une série de données météorologiques recouvrant les quarante dernières années. Une période supérieure à 30 ans est nécessaire pour savoir si le climat va faire un cycle climatique complet ou pas. L'approche que nous avons suivie est illustrée par le travail de [Garcia et Gallego (1993) et Sahsamanoglou *et al.*, (1993)] qui ont identifié une périodicité d'environ 40 ans.

Afin de réaliser cette comparaison nous avons utilisé des paramètres climatiques de moyennes mensuelles et annuelles enregistrées dans trois postes d'observation en fonctionnement pendant les 40 dernières années (1976-2015). Ces stations sont les plus proches de nos terrains d'étude. Elles sont donc représentatives de la région d'étude. Ces stations sont : la station Limoges-Bellegarde située en Haute-Vienne (la station la plus proche de l'étang de Château et l'étang de Cieux) et les stations Météo-France de Châteauroux-Déols et de Rosnay situées en Indre (les stations les plus proches de l'étang Cistude). En fait, nous avons utilisé les données de deux stations Météo-France pour l'étang Cistude parce que la station de Rosnay (la plus proche de l'étang) ne possède des données que depuis 1993.

Table 5. *Les valeurs moyennes mensuelles des paramètres météorologiques mesurées au bord de l'étang Cistude entre août-2013 et août-2014*

Mois	Précipitation (mm)	Température (°C)	Vitesse à 2,25 m (m/s)	Humidité (%)	Rayonnement (W/m²)
janvier	68,5	7,4	0,8	90	46,8
février	93	8	1,7	84	82,9
mars	27	9,4	0,9	78,5	168,3
avril	41	12,7	1	77	187,1
mai	98	13,9	1,5	78,9	220,1
juin	88	19,1	1,1	74,6	270,2
juillet	114	20,2	0,9	79	227,3
août	14	19,1	0,8	76	235,2
septembre	69	16,9	0,7	79	148
octobre	124,5	14,7	0,7	87	90,7
novembre	128,3	7,8	1,4	88	50,8
décembre	54,5	4,7	0,8	89	58,4
Moyenne	919,8	12,83	1	82	148,8

Table 6. *les valeurs moyennes mensuelles des paramètres météorologiques mesurées au bord de l'étang de Château entre début septembre-2014 et fin août-2015*

Mois	Précipitation (mm)	Température (°C)	Vitesse à 2,25 m (m/s)	Humidité (%)	Rayonnement (W/m²)
janvier	123,6	4,1	0,7	87,8	39,9
février	100,8	3,5	1,1	76,2	76,3
mars	93,3	8,2	0,9	78,4	103,5
avril	24	12,3	0,9	70,8	163,3
mai	89,4	14,8	0,9	74,7	196,9
juin	44,7	20	0,7	68,4	263,7
juillet	3,9	21,9	0,9	64,2	241,5
août	95,7	20,1	0,6	72,5	201,2
septembre	34,44	16,6	0,4	81,6	198,8
octobre	88,73	12,7	0,3	89,8	120
novembre	109,8	10,5	0,5	92,8	56,3
décembre	90,6	4,9	0,7	93,3	35
Moyenne	898,97	12,47	0,7	79,2	141,4

En principe, étant relevées par des professionnels, les données sont fiables. Le test du cumul des résidus de régression d'une série par rapport à celle de référence a été appliqué (Rosnay par rapport à Limoges-Bellegarde).

Parmi l'arsenal existant de techniques visant à décomposer une chronique en bruit, cycle et tendance, nous avons eu recours à la technique la plus répandue pour rechercher ou valider l'existence d'une tendance :

Cette technique est le filtrage par les moyennes mobiles d'ordre 5.

$$X_i = (X_{i-2} + X_{i-1} + X_i + X_{i+1} + X_{i+2}) / 5 \text{ .... (18)} \qquad \text{(Carrega, 1993)}$$

En fait, nous avons utilisé la valeur moyenne de cinq premières années dans la série pour calculer la valeur filtrée pour les deux premières années dans la série. Du même, pour calculer la valeur filtrée des dernières années dans la série nous avons utilisé la valeur moyenne des cinq dernières années dans la série.

En raison de la grande fluctuation d'une année à l'autre ou d'une année anormale par rapport aux années précédentes et suivantes, les valeurs filtrées ne donnent pas une tendance claire. Pour cela,

nous avons appliqué le filtrage précédent aux valeurs déjà filtrées. Cette dernière opération nous a permis d'obtenir une tendance très claire pour exprimer les variations du climat de cette région pendant les quarante dernières années.

Pour distinguer entre des années humides ou chaudes des années sèches ou froides nous avons utilisé l'équation suivante :

$$Z = (X_i - X') / \sigma \quad \ldots\ldots\ldots\ldots(19)$$ (Maheras *et al*., 1993)

où X_i est la pluie ou la température moyenne annuelle ; X' est la moyenne des précipitations ou la température moyenne annuelle pour la période étudiée (1976 à 2015) ; σ est l'écart-type.

Si $Z \geq 0,5$, l'année est humide ou chaude, si $Z \leq -0,5$, l'année est sèche ou froide.

Après avoir effectué la comparaison en respectant les normes déjà mentionnées, nous avons obtenu les résultats ci-après.

Il convient également de noter que nous allons (dans cette partie) décrire, interpréter et essayer d'expliquer l'évolution des différents facteurs climatiques dans la région d'étude pendant les quarante dernières années. Nous nous intéressons ici à montrer la tendance générale de chaque facteur climatique afin d'être capable de prévoir dans quelle direction le climat de cette région va évoluer (vers le réchauffement, vers le refroidissement, va garder ses caractéristiques actuelles?). Cela nous aidera à bien valoriser notre étude qui doit sûrement être prise en considération par des responsables pour gérer ce type de plans d'eau (des étangs) afin de savoir quel est le meilleur plan à mettre en place pour gérer les ressources en eau dans l'avenir proche. Nous allons éviter de réexpliquer toutes les caractéristiques du climat tempéré océanique et ses sous-types que nous pouvons trouver dans l'ouvrage d'Estienne et Godard, (1970, p.247-268).

La température de l'air

Des (Tables. 3 et 4), nous trouvons que pour la période de 1976 à 2015, la Haute-Vienne et la Brenne, connaissent une amplitude thermique annuelle de 15°C pour la première et de 15.5°C pour la deuxième, ces valeurs sont très proches du chiffre proposé par (Estienne et Godard, 1970) pour l'amplitude moyenne annuelle du climat océanique vrai. À l'échelle des deux années de mesures sur les terrains d'étude, l'amplitude annuelle à l'étang Cistude en Brenne (voir Table. 5) est égale à 15.5 °C, cette amplitude annuelle correspond exactement à l'amplitude annuelle moyenne de la Brenne pendant les 40 dernières années. Avec une amplitude annuelle de 18,4 °C, enregistrée à l'étang de Château en Limousin, la valeur de cette amplitude dépasse la valeur moyenne de cette région. La raison de cette valeur est que la température moyenne du mois de février était inférieure à la normale de ce mois et la température moyenne du mois de juillet était supérieure à la normale de ce mois.

À l'échelle des quarante dernières années, le mois de janvier, en Limousin comme en Brenne, est le mois pendant lequel, la température de l'air enregistre sa valeur moyenne mensuelle la plus basse. Après ce mois, la température moyenne mensuelle commence à augmenter pour enregistrer sa valeur la plus haute pendant le mois de juillet.

Bien que le total des heures de jour pendant le mois de Juin (464.4 heures)[1] soit plus élevé que pendant le mois d'Août (430.2 heures), la température moyenne mensuelle pour le mois d'août est supérieure à celle du mois de Juin. Il en va de même pour les mois de septembre (367,9 heures) et octobre (328,7 heures), qui enregistrent des températures moyennes mensuelles supérieures à celles des mois d'Avril (400,3 heures) et Mai (457,5 heures). Nous pouvons expliquer ce décalage des températures élevées sur la fin de l'été et l'automne par la portion d'énergie solaire utilisée dans les différents processus et aussi du fait de l'influence calorifique de l'océan. Pendant le printemps et la première partie d'été, une grande partie de l'énergie solaire arrivée à la surface du sol va être perdue comme chaleur latente de vaporisation pour évaporer l'eau existant dans le sol, les plans d'eau et les plantes, une autre partie va être emmagasinée dans le sol, l'eau et les plantes pour augmenter leur température et la partie restante de l'énergie solaire va être utilisée comme chaleur sensible. Par contre, pendant la dernière partie d'été et l'automne, la diminution de l'humidité du sol se traduira par une augmentation de la proportion de l'énergie solaire utilisée sous forme de chaleur sensible et la perte d'une partie de la chaleur emmagasinée dans le sol, les plans d'eau et les plantes vont augmenter les températures mensuelles moyennes dans ces mois.

En ce qui concerne l'évolution de la température dans la région de Limoges, nous pouvons, en général, diviser les quarante dernières années en deux parties, la première couvre la période entre 1976 et 1994, la seconde s'étend de 1995 à 2015. La première période est considérée comme plus modérée que la seconde car la température moyenne annuelle pendant la seconde période ne descend à moins de 11°C qu'en deux années, la première est l'année de 1996 avec une température moyenne de 10,93 °C et la deuxième est l'année de 2010, l'année la plus fraîche du XXIème siècle dans cette région, avec une température moyenne ne dépassant pas 10,44 °C. Par contre la température moyenne annuelle de la majorité des années de première période ne dépasse pas le seuil de 11°C. Nous trouvons dans cette partie l'année 1980 qui est l'année la plus froide dans la série étudiée (voir la figure. 6).

Nous pouvons clairement constater dans la (Figure. 6) six sous-périodes d'une longueur variant entre 6 et 8 ans. Pendant ces périodes, la température complète un cycle. Bien que plusieurs précédentes études n'aient pas trouvé une relation simple et claire entre la température de l'air et les tâches solaires, comme celle de (Stellmacher, 1993), notre étude montre la présence d'une régularité partielle de l'évolution des températures. Cette régularité partielle peut être reliée au fameux cycle des tâches solaires de Schwabe qui varie entre 6 et 16 ans (R. Stellmacher, 1993, p 206).

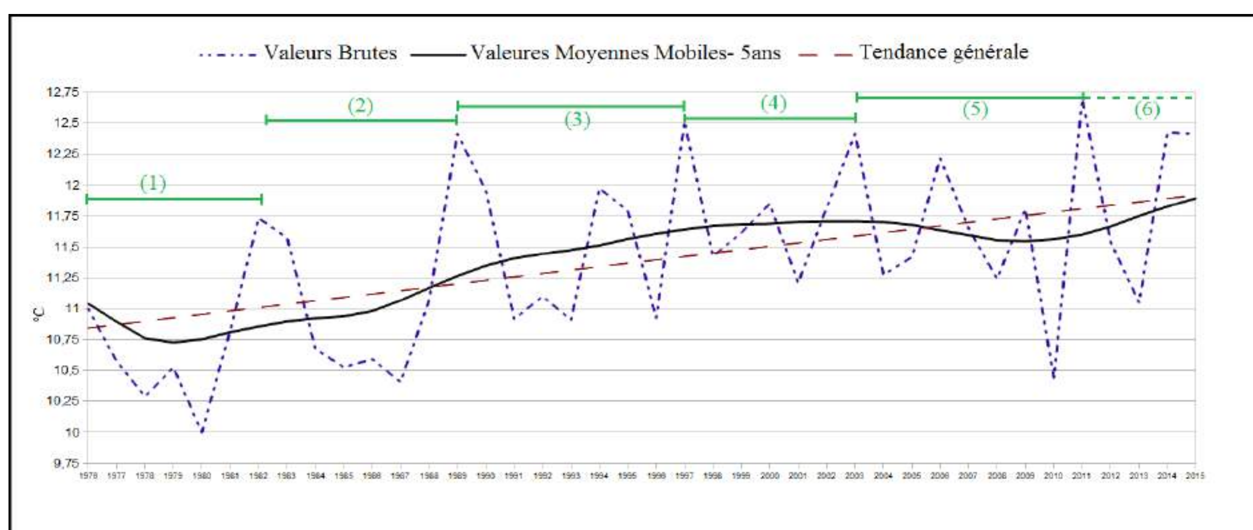


Figure 6. *La variation de la température moyenne annuelle de l'air en Haute-Vienne pendant les quarante dernières années*

(1) La longueur de la journée a été calculée en utilisant la latitude de l'étang de Château (45,917 °N)

De la (Figure. 6), nous constatons aussi que la courbe reliant les valeurs moyennes mobiles des Températures Moyennes Annuelles (TMA) prend une tendance au refroidissement entre 1976 et 1980, parce que « *L'été 1980 était le 4ième été consécutivement froid* »[1]. Ensuite, la courbe prend une tendance au réchauffement jusqu'à l'année de 2003. Cela nous permet de dire qu'il y a une accentuation du réchauffement depuis le début des années 1980. Après l'année 2003, et à l'exception de l'année 2011 qui était l'année la plus chaude dans la série étudiée et en même temps une année totalement contrastée avec l'année précédente de 2010, la température a pris une tendance au refroidissement jusqu'à l'année 2013, la date à partir de laquelle la tendance a repris sa direction positive.

La série des températures moyennes annuelles montre une hausse nette en Limousin où la tendance donne une croissance de 1°26 entre 1976 et 2015. Cela veut-dire d'une hausse des températures moyennes en Haute-Vienne de l'ordre de 0,315°C par décennie sur la période 1976-2015. Cette valeur de réchauffement n'était pas la même pour tous les mois de l'année. Alors que la température moyenne mensuelle pour le mois de Février a chuté d'un degré Celsius (1°C) au cours des quarante dernières années, la température moyenne pour le mois de Décembre est restée presque stable avec une augmentation négligeable de 0,1 °C, la température moyenne pour les mois d'Avril, de juin et de mai a augmenté de 2.75, de 2.55 et de 2.05 °C respectivement. Autrement dit, le réchauffement en Limousin est plus marqué au printemps.

La série des (TMA) en Brenne montre la même chose que la Haute-Vienne. Mais, en Brenne, les six sous-périodes sont moins claires, surtout la quatrième et la cinquième sous-périodes, où nous constatons que l'évolution de la température prend une période de l'ordre de 2 à 3 ans qui est peut-être due au phénomène Q.B.O (*Quasi Biennial Oscillation*) (voir la Figure. 7). En fait, pour expliquer une telle évolution, il faut, peut être, prendre en considération non seulement la variabilité de l'irradiation solaire mais aussi l'effet de serre. Parce que, si la station météo-France de Limoges-Bellegarde est située à l'aéroport (qui est en milieu rural, plutôt rurbain), la station de Rosnay est située au cœur d'une zone rurale.

En ce qui concerne la variabilité de la tendance de la température moyenne annuelle en Brenne pendant les quarante dernières années, nous remarquons la même chose qu'en Haute-Vienne. Mais, en Brenne la tendance générale des températures moyennes annuelles montre une hausse nette de 1°6 entre 1976 et 2015 (soit une hausse de l'ordre de 0.4°C par décennie). À l'échelle des mois, au contraire du mois de février en Haute-Vienne, ce mois en Brenne a une tendance au réchauffement de 0,3 °C. En Brenne comme en Haute-Vienne les mois d'avril, juin, novembre et mai ont une grande tendance au réchauffement de 3 ; 2,7 ; 2,4 et 2,3 °C respectivement pour la période de 1976 à 2015.

En ce qui concerne la position des années pendant lesquelles nous avons pris les mesures sur les étangs d'étude par rapport aux quarante dernières années, la (figure. 6) montre que l'année 2014-2015, l'année pendant laquelle nous avons pris les mesures à l'étang de Château, est une des années les plus chaudes. Cette année avec 12,46 °C de température moyenne annuelle vient à la deuxième place après 2011 qui a une température moyenne annuelle de 12,7 °C. Avec cette température moyenne annuelle de l'année 2014-2015 qui dépasse la température moyenne des quarante dernières années (11,36 °C) nous considérons que les mesures directes de l'évaporation effectuées à l'étang de Château représentent un des plus forts taux d'évaporation par rapport aux 40 dernières années.

La (figure. 7) montre que l'année de mesure sur l'étang Cistude en Brenne (2013-2014) est l'année la plus chaude depuis 40 ans. Avec une température moyenne de 13,1 °C qui dépasse la normale des 40 dernières années (11,85 °C), nous considérons que le taux d'évaporation de cette année représente le taux le plus haut mesuré en Brenne depuis 40 ans.

(1) Source : Météo-Paris http://www.meteo-paris.com/chronique/annee/1980

Notre considération précédente peut être correcte théoriquement. Mais notre expertise et nos mesures quotidiennes sur le terrain nous ont appris que ce n'est pas toujours le cas. Par exemple, quand nous comparons deux jours qui ont la même température moyenne journalière mais le premier a un couvert nuageux très dense et le second a un ciel totalement dégagé, nous trouvons que l'évaporation pendant le deuxième jour est du double ou du triple de l'évaporation pendant le premier jour. Pour cela, il nous fallait analyser les autres facteurs climatiques qui jouent un rôle très important dans le processus de l'évaporation.

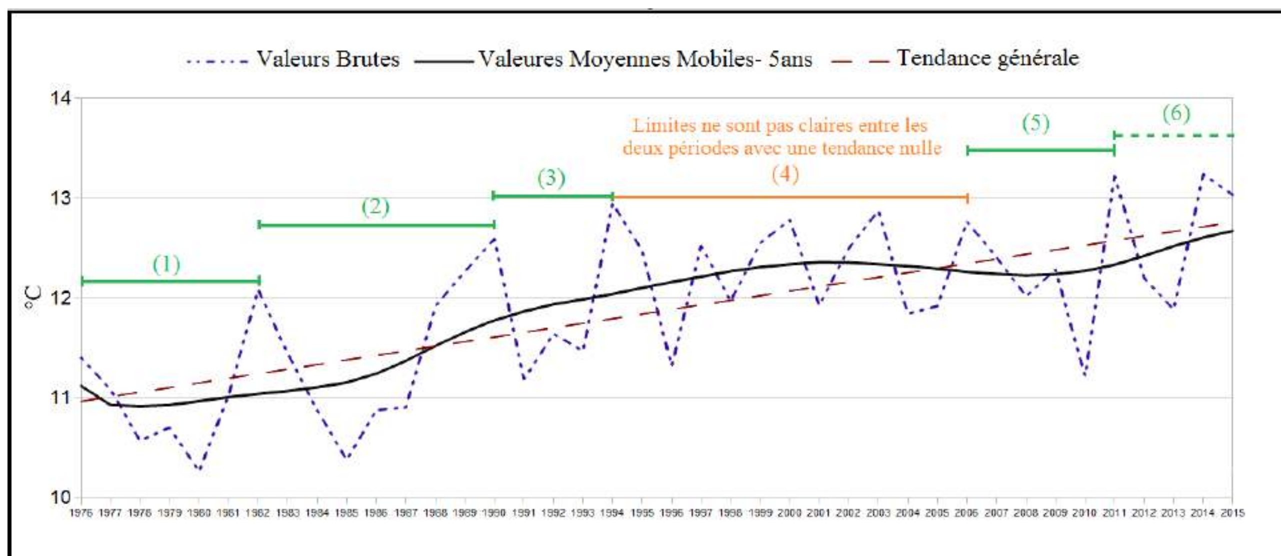


Figure 7. *La variation de la température moyenne annuelle de l'air en Brenne pendant les quarante dernières années*

Le rayonnement solaire ou la radiation globale

La dépendance à la température moyenne quotidienne ou mensuelle, pour estimer l'évaporation, peut nous conduire souvent à des résultats très éloignés des valeurs réelles de l'évaporation mesurées sur le terrain, car avec un écran nuageux mince, l'augmentation du rayonnement solaire diffusé peut compenser la diminution du rayonnement direct, de telle manière que la radiation globale reste élevée ; mais un plafond nuageux épais se traduit immanquablement par une baisse de la radiation globale(1), car à l'importante absorption s'ajoute la part croissante d'énergie perdue par réflexion. Ce plafond nuageux travaille en même temps à empêcher une grande partie du rayonnement infrarouge de se perdre dans l'espace extra-atmosphérique, il garde donc une petite amplitude thermique entre les températures diurne et nocturne. En conséquence, la température moyenne quotidienne de ce jour peut être égale, et même, supérieure à la température moyenne quotidienne d'un jour avec un ciel totalement dégagé.

Nous connaissons la constante solaire ou la puissance totale moyenne de toutes les ondes solaires (entre 0,13 et 25 µm), à la limite supérieure de l'atmosphère sur une surface perpendiculaire au rayonnement égale à 1 370 W/m² (Beltrando, 2004, p. 8)

Sur la surface du soleil, il existe des tâches qui périodiquement peuvent modifier la quantité d'énergie reçue au sommet de l'atmosphère ; la valeur de la constante solaire n'est donc pas rigoureusement identique à l'échelle pluriannuelle.

(1) Quant on parle de la radiation globale ou du rayonnement global, on ne parle pas seulement du rayonnement solaire direct, mais aussi d'une bonne partie du rayonnement diffusé par des nuages, des poussières et des autre composantes de l'atmosphère, qui atteint le sol.

La puissance moyenne reçue par unité de surface de la terre est d'environ 340 à 342 W/m². En moyenne, 70 % de cette énergie est absorbée par la planète (l'atmosphère, océan et continent) ; le reste, environ 30 %, repart directement vers l'espace par réflexion ou après diffusion. La puissance absorbée, toujours en moyenne pour l'ensemble de la planète, est finalement d'environ 240 W/m².

Parce que le rayonnement arrivant à la surface des continents et des océans varie, d'une part en fonction de la latitude et des saisons (plus l'angle d'incidence est faible plus la réflexion est importante) ; d'autre part en fonction de la nature des surfaces (les nuages amplifient fortement la réflexion). Il varie aussi en fonction de l'épaisseur de la couche d'atmosphère traversée.

En fait, la plupart des données d'insolation, concernant le climat océanique vrai, s'échelonnent entre 1800 et 2200 heures par an, de sorte que le climat maritime n'est guère moins ensoleillé que nombre de climats continentaux tempérés. Par contre l'insolation hivernale est toujours fortement réduite : 20 à 25 % du temps possible contre 60 à 65 % en été (Estienne et Godard, 1970, p. 255).

La valeur moyenne annuelle du rayonnement global reçu par jour dans la région Limousin et pour la période de 1976 à 2015 est égale à 141,23 W/m², en dépit de ses variations importantes d'un jour à l'autre. En effet, les écarts interannuels sont faibles (beaucoup plus faibles que pour les précipitations, comme nous allons voir plus loin dans cette partie).

La valeur médiane de la série étudiée (40 ans) est égale à 143 W/m², cela veut-dire qu'une année sur deux, le rayonnement global moyen dépasse 143 W/m². Nous pouvons remarquer à partir des données du rayonnement solaire pour la série étudiée que le rayonnement solaire global a dépassé le seuil de 149 W/m² onze fois, dont six pendant la période allant de 2006 à 2015. Cela peut justifier la tendance à l'augmentation des rayonnements globaux ayant atteint le sol en Haute-Vienne comme en Brenne pendant la dernière décade (voir Figure. 8).

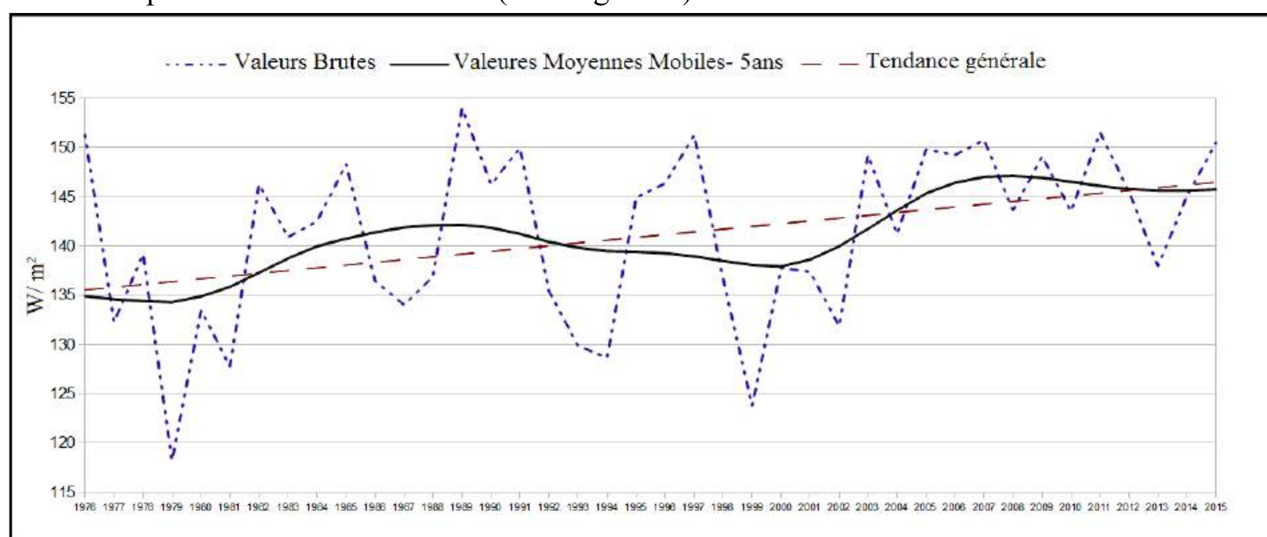


Figure 8. *L'évolution du rayonnement global ayant atteint le sol en Haute-Vienne pendant les quarante dernières années*

De la (Figure. 8) nous remarquons que le rayonnement global mesuré à la station Météo-France de Limoges-Bellegarde varie d'une année sur l'autre. Mais, en général, cette variation a une tendance à l'augmentation pour la période de 1976 à 2015. Cette tendance, n'a pas toujours la même direction, car elle avait une direction négative jusqu'à l'année 1980. À partir de cette dernière année, elle a pris une direction positive jusqu'à l'année de 1989. C'est l'année pendant laquelle le rayonnement global a enregistré sa valeur la plus élevée pendant la période étudiée. Après l'année 1989, le rayonnement global ayant atteint le sol a diminué pour compléter un cycle de 20 ans, commençant en 1979 et finissant en 1999. Nous ne pouvons vraiment pas trouver un lien fort entre ce cycle de 20 ans et les cycles des tâches solaires qui varient entre 6 et 16 ans selon (R.

Stellmacher, 1993, p 206), mais nous pouvons justifier ce cycle par la baisse du nombre des jours nuageux ou par la diminution de la densité des couverts nuageux. Après l'année 1999, la radiation solaire globale enregistrée à la station de Limoges-Bellegarde a montré une forte tendance à l'augmentation qui a attient sa valeur maximale en 2007 pour poursuivre avec une tendance nulle (voire légèrement à la diminution)

Aux échelles mensuelle et saisonnière, nous trouvons pour la région Limousin que la radiation solaire globale pendant la saison d'automne (septembre, octobre et novembre) a une tendance générale à la diminution de -0,8 W/m² (une valeur moyenne par décade). Par contre les autres saisons ont toutes une tendance à l'augmentation du rayonnement global qui atteint le sol, et la tendance la plus forte est enregistrée pour le printemps (+13 W/m² comme une valeur moyenne par décade). +2 W/m² et +6 W/m² (comme des valeurs moyennes par décade) pour les saisons d'hiver et d'été respectivement.

En général, ces tendances saisonnières vont accélérer le refroidissement de l'eau pendant l'automne, et cela provoquera une diminution du taux d'évaporation pendant les mois de cette saison qui ne représente, généralement, qu'une petite portion du total de l'évaporation annuelle. Par contre, l'augmentation du rayonnement solaire pendant le printemps va accélérer le réchauffement de la température de l'eau et en conséquent, augmenter le taux d'évaporation pendant les mois chauds de l'année, surtout (mai, juin, juillet et août) qui peuvent produire plus de 60 % d'évaporation annuelle dans la région d'étude (détails plus tard dans cette thèse).

Ce dernier paragraphe nous emmène à une remarque que nous avons émise depuis les premiers jours de prise des mesures sur les terrains. C'est que le processus d'évaporation est plus lié à la température de la surface de l'eau qu'à la température de l'air. Plus précisément, plus l'écart entre la température de l'eau et la température de l'air est grand, plus l'évaporation est élevée. Pour cette raison, il est de forte importance d'étudier la température de l'eau pour savoir quel est exactement son rôle dans le processus d'évaporation, mais parce que les réseaux des stations Météo-France et même les stations hydrologiques qui mesurent les débits des rivière et des fleuves ne possèdent pas de données sur la température de l'eau, nous allons détailler ce facteur dans le deuxième chapitre de cette thèse.

En ce qui concerne la Brenne, malheureusement, ni la station de Châteauroux, ni la station de Rosnay ne possèdent de données sur le rayonnement global avant 2008. Donc, une série trop courte pour évaluer l'évolution du rayonnement dans cette région. Pour cela, nous supposons que l'évolution du rayonnement solaire qui atteint le sol en Brenne est semblable à celui de la région de Limoges. Notre supposition précédente peut être une source d'incertitude sur les résultats, car l'évolution du rayonnement global reçu au sol est très liée à la nébulosité. Mais les résultats restent acceptables car la Haute-Vienne et la Brenne ne sont pas très loin l'une de l'autre.

La figure (8) montre aussi que l'année, pendant laquelle, nous avons pris les mesures à l'étang de Château (2014-2015) était une des années qui ont reçu une grande quantité de rayonnement. Avec une moyenne journalière de 149,35 W/m² cette année dépasse bien la normale des 40 dernières années, et elle vient en huitième place après les années 1989, 2011, 1976, 1997, 2007, 1991 et 2005 lorsque le rayonnement quotidien moyen dans chacun d'eux était 154 ; 151,54 ; 151,33 ; 151,27 ; 150,77 ; 149,97 et 149,83 respectivement.

En ce qui concerne l'année 2013-2014 durant laquelle nous avons pris les mesures directes sur l'étang Cistude, la moyenne journalière du rayonnement global est égale à 148,8 W/m², ce qui

dépasse bien la moyenne des huit années de données que possède la station Météo-France de Rosnay.

Comme nous avons vu en ce qui concerne la température de l'air, le rayonnement global en Limousin comme en Brenne, était fort pendant les années de mesures par rapport aux quarante dernières années. Pour cette raison, nous pouvons dire que les mesures effectuées à l'étang Cistude et à l'étang du Château sont des valeurs qui représentent les années les plus chaudes depuis quarante ans.

L'humidité relative

L'humidité relative ou déficit de saturation est un des paramètres climatiques qui joue un rôle important dans le processus d'évaporation. L'humidité relative de la Brenne comme de la Haute-Vienne est élevée, car sa moyenne annuelle est égale à 80% pour la première et 78 pour la deuxième. Bien que la Brenne se trouve à une altitude moyenne de 100 mètres au dessus du niveau de la mer, son humidité relative est supérieure à celle de la Haute-Vienne qui se trouve, en général, à une altitude plus haute. L'explication la plus probable de cette différence peut être en lien avec la haute densité[(1)] des plans d'eau et surtout des étangs en Brenne par rapport au Limousin (confirmée par les travaux d'Abdelhamid Azaroual en Brenne, résultats non publiés).

En général, l'humidité relative moyenne mensuelle de la région d'étude varie entre 88 % pour le mois de décembre (le mois le plus humide) et un peu plus de 71 % pour le mois de juillet (le mois le moins humide dans cette région). Il est important de mentionner qu'il est très rare que l'humidité relative moyenne mensuelle, même pour le mois le moins humide, descende en-dessous 60 %. Cette basse valeur est enregistrée seulement trois fois en Limousin (juin 1976 avec 51%, mai 1989 et juin 1989[(2)] avec 59 pour chacun) et trois fois en Brenne (juin 1976 avec 55%, juillet 1990[(2)] avec 56% et août 1990 avec 54%).

Comme les autres facteurs climatiques, l'humidité relative a vu des fluctuations d'une année sur l'autre, mais au cours des quarante dernières années, nous ne constatons qu'une tendance à une légère diminution de moins de 2% en Brenne et encore moins de 2% en Limousin. À l'échelle mensuelle,

en Limousin, nous remarquons que l'humidité relative a une tendance à l'augmentation du mois d'octobre au mois de janvier. Pendant ce dernier mois, la tendance positive enregistre sa valeur la plus élevée (+3%). Par contre, l'humidité relative a une tendance à la diminution à partir du mois de mars jusqu'au mois de septembre et elle enregistre sa valeur la plus forte vers la direction négative pendant le mois de juin (-3,5%).

en Brenne, l'humidité relative a une tendance négative pendant tous les mois de l'année sauf les mois d'août, septembre et novembre où nous remarquons des tendance à l'augmentation pour la période de 1976 à 2015 de 2, 1 et 1,2% respectivement. La valeur la plus forte pour la tendance négative est enregistrée en février et mars, -6 et -6,7% respectivement.

En fait, la diminution de l'humidité relative pendant les mois froids de l'année ne provoque qu'une différence négligeable pour le taux d'évaporation annuelle. Mais, une telle diminution pendant les mois chauds de l'année aura une augmentation considérable sur le total de l'évaporation annuelle. Heureusement, cette diminution ne dépasse le seuil de -2,8 % que pour le mois de juin qui

(1) La densité ici signifie le pourcentage entre la superficie occupée pas les étangs et la superficie libre de l'eau.

(2) Pendant ces deux années la France a souffert d'une sécheresse, dont les impacts économiques sont plus importants que ceux de l'année 1949 (Cailliez et Perarnaud, 1993)

est le mois chaud pendant lequel nous constatons la valeur la plus forte dans la direction négative de la tendance de l'humidité relative.

Pendant les deux années durant lesquelles nous avons effectué les mesures sur les terrains d'études, l'humidité relative moyenne annuelle a été voisine de la valeur moyenne pour les quarante dernières années.

La vitesse du vent

La vitesse du vent est aussi un facteur important dans le processus d'évaporation. Elle travaille à renouveler la couche de l'air qui est en contact direct avec la surface de l'eau ou la surface des feuilles des plantes. Le renouvellement de cette couche d'air accélère le processus de l'évaporation. Donc, plus la vitesse du vent est élevée, plus l'évaporation est grande.

En général, les vents sont souvent forts dans les milieux océaniques vrais : il n'y a que 10 % de temps calme à Brest contre 45 % en Alsace (Estienne et Godard, 1970, p.253). À Limoges, les calmes représentent 28 % (quasi-normale de 29 ans, de 1963 à 1991, Lemarchand et Galliot, 1992). En Brenne, à notre connaissance, il n'y a pas d'étude qui déclare un chiffre précis sur le pourcentage du temps calme, mais en comparant les (Tables. 3 et 4), nous trouvons que la vitesse moyenne du vent prise à 10 mètres du sol en Brenne pour la période (1976-2015) est presque égale à celle prise en Haute-Vienne.

La région d'étude est soumise, pendant la plupart de temps, à l'influence du flux zonal d'Ouest qui est toujours d'origine maritime ; ses caractéristiques sont celles qu'il a acquises après avoir longuement balayé l'océan ; il est toujours humide, doux l'hiver et frais l'été. Parfois, surtout en hiver, elle reçoit des vents venant du nord-est, vent d'origine continentale très froid.

En regardant les données climatiques (données inédites) qui représentent les variations de la vitesse du vent, prise à 10 mètres au-dessus du sol, pendant les quarante dernières années, nous remarquons des fluctuations de la vitesse du vent d'une année à l'autre avec une tendance légère vers l'augmentation en Haute-Vienne (station Limoges-Bellegarde). De même, nous remarquons qu'en Brenne la tendance de la période allant de 1976 jusqu'à 2000 était une tendance à l'augmentation, mais à partir de l'année 2000 nous commençons à constater une tendance très claire de diminution de la vitesse du vent. Nous pouvons justifier cette diminution par le développement des arbres qui existent partout autour de la station de Rosnay.

En ce qui concerne la vitesse moyenne du vent pendant les années de mesures sur les terrains d'étude, nous trouvons que l'année 2014-2015, pendant laquelle nous avons pris les mesures à l'étang du Château, a une vitesse moyenne annuelle du vent un peu au-dessous de la moyenne des quarante dernières années. Mais, l'année 2013-2014, l'année de mesure sur l'étang Cistude en Brenne, était très au-dessous de la normale des quarante dernières années.

Il est de forte importance de noter que la vitesse du vent la plus faible, à l'échelle annuelle, est enregistrée pendant les étés en Limousin comme en Brenne. Mais la vitesse du vent pendant cette saison a des valeurs plus élevées l'après-midi et plus faibles au cours de la nuit. Ce mouvement du vent qui renouvelle l'air en remplaçant l'air humide par de l'air plus sec, plus capable d'emmagasiner de la vapeur d'eau, a une grande influence sur le processus d'évaporation, comme nous le verrons en détails plus loin dans cette thèse.

Les précipitations

Bien que les précipitations ne jouent pas un rôle direct dans le processus d'évaporation et ne peuvent pas donner des signes fiables pour estimer la quantité de rayonnement solaire arrivée au sol, elles restent une composante essentielle dans le bilan hydrologique.

La connaissance des précipitations tombées est très importante pour calculer la quantité en eau qui entre directement dans le bilan hydrologique des étangs en tombant sur la surface de ces plans d'eau, et pour estimer la quantité en eau qui arrive à l'étang par les cours d'eau qui drainent une partie des précipitations tombées au-dessus du bassin versant.

Les précipitations dans ce type de climat connaissent des variations régionales importantes, les variations inter-annuelles étant plus limitées. Les variations sont d'autant plus faibles que le volume des pluies est plus élevé (Estienne et Godard, 1970, p. 254).

Le temps de l'Ouest, dominant dans la région d'étude, donne des résultats très différents en fonction des reliefs rencontrés : *« une perturbation d'Ouest attaquant directement le Massif Central déverse des pluies souvent copieuses sur le Limousin, alors que les bassins de l'Allier et de la Loire, abrités par les reliefs jouissent au même moment d'un temps partiellement ensoleillé, avec d'insignifiantes averses »* (Estienne et Godard, 1970, p. 250). Pour cette raison nous pouvons expliquer pourquoi la région de Limoges, situé à peu près à 300 mètres au-dessus du niveau de la mer, reçoit un peu plus de 1000 mm/an de précipitations, alors que la Brenne, située au nord de la Haute-Vienne à une altitude moyenne de 100 mètres ne reçoit, en moyenne, que 730 mm de précipitations par an (voir Figure. 9).

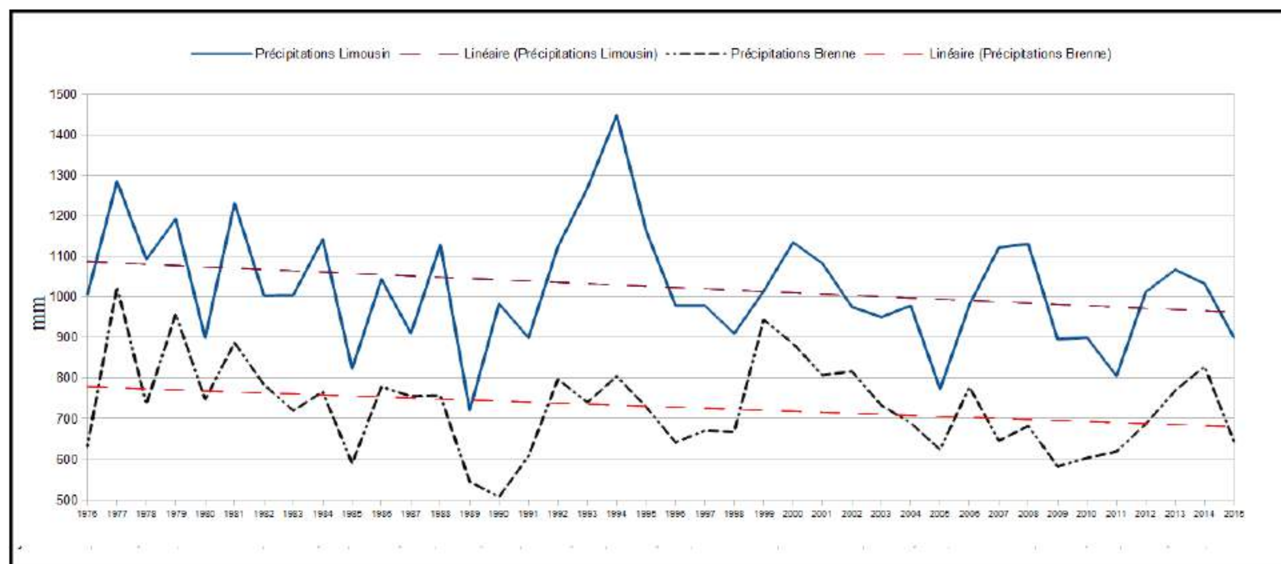


Figure 9. *L'évolution des précipitations annuelles en Haute-Vienne et en Brenne pendant les quarante dernières années*

En analysant les données climatiques concernant les précipitations pour les quarante dernières années, nous avons trouvé qu'en Haute-Vienne comme en Brenne, il n'existe aucun mois sec. Mais les précipitations sont plus élevées en automne et en hiver et plus faibles en été, surtout en juillet et août.

Les précipitations en Limousin comme en Brenne ont, pour la période de 1976 à 2015, une tendance très claire à diminuer, de plus de 100 mm en Limousin et de 100 mm en Brenne.

À l'échelle mensuelle, la tendance n'est pas la même pour tous les mois de l'année, nous remarquons que la pluie a une tendance à diminuer, en Limousin comme en Brenne, pendant les mois de février, décembre, mars et mai ; elle a, par contre, une tendance à augmenter pendant les mois d'août, juillet, novembre et avril en Brenne ; et pendant les mois de novembre, août et légèrement pendant le mois d'avril en Limousin.

En ce qui concerne la place de nos années de mesures par rapport aux 40 dernières années, nous trouvons que l'année 2014-2015, année pendant laquelle nous avons effectué les mesures directes à l'étang du Château en limousin, était une année au-dessous de la normale. Par contre, l'année 2013-2014, mesures effectuées en Brenne, était une année pluvieuse où les précipitations tombées pendant cette année ont bien dépassé la moyenne de cette région.

Pour conclure cette partie, la diminution des précipitations enregistrées pendant les 40 dernières années, qui s'est accompagnée d'une hausse de la température moyenne de l'air et une augmentation du rayonnement solaire qui atteint la surface de la région d'étude, ont conduit à enregistrer des valeurs croissantes d'évaporation, comme nous le verrons plus loin dans cette thèse. Si nous pouvons considérer les valeurs mesurées de l'évaporation, par rapport aux quarante dernières années, comme le sommet d'évaporation pour cette période, ce ne sera pas le cas par rapport aux décennies à venir. Tous les modèles climatiques régionaux mis en œuvre au Centre National de Recherches Météorologie de Météo-France prévoient une hausse des températures moyennes, comprise entre 0,6 °C et 1,3°C et une augmentation du nombre de jours de vagues de chaleur en été, comprise entre 0 et 5 jours sur l'ensemble du territoire français (Ouzeau *et al.*, 2014), ce qui nous permet de dire que le taux d'évaporation dépassera les valeurs les plus élevées enregistrées et mesurées à ce jour. Bien que beaucoup des modèles climatiques prévoient une augmentation des précipitations au cours du siècle actuel (Ouzeau *et al*., 2014), les responsables chargés de la gestion des milieux aquatiques, et surtout des étangs, doivent, dès maintenant, travailler à la mise en place d'un plan qui fera face à une augmentation prévue de perte en eau par l'évaporation.

3.2 – Présentation géologique et morphologique générale de la région d'étude

Bien que l'un des principaux facteurs pour créer un étang soit le sol imperméable ou un sol qui a une perméabilité réduite, l'infiltration des eaux vers les nappes phréatiques ou même vers des sols moins humides qui existent autour de l'étang reste un facteur non négligeable lors du calcul d'un bilan hydrologique complet pour ce type de plan d'eau. J. Marcel (1996) dit que *"dans un étang piscicole correctement aménagé à substrat argileux, les « pertes » par infiltrations et fuites sont estimées entre 0,5 et 0,7 mm/j"*.

Nous considérons, à l'échelle du bassin versant d'étang, que l'infiltration sera négative quant la quantité d'eau infiltrée vers des nappes phréatiques et pénétrant vers le sol entourant l'étang dépasse celle qui entre par l'écoulement souterrain ou l'alimentation par des nappes. Nous considérons aussi que l'infiltration sera positive si le cas précédent est inversé.

Parce que la quantité de l'eau infiltrée a un fort lien avec la topographie du bassin versant, le type de sol qui constitue le fond d'étang et les roches qui existent au-dessous de l'étang, nous nous trouvons obligé d'effectuer une présentation de la topographie et la géologie de la région d'étude. La présentation que nous allons faire dans cette partie va se focaliser sur le département de la Haute-

Vienne et la Brenne. Il va sans dire que ce bref exposé ne saurait rendre compte de la complexité de la structure et de l'histoire géologique et morphologique de cette région, que nous ne pouvons d'ailleurs clairement comprendre sans la replacer dans son cadre géographique (Massif Central français). Mais, nous donnons ici, seulement, une idée générale sur la région d'étude.

La morphologie et la géologie de la Haute-Vienne

La Haute-Vienne est située à l'extrémité occidentale du vaste plateau de terrain ancien, primitif, qui occupe le centre de la France, c'est un pays de collines, une terre de transition avec les régions avoisinantes : Bassin parisien et Poitou au nord, Bassin aquitain à l'ouest (Alluaud, 1856 ; Barret, 1892 ; Bril et Floc'h, 1993 ; Sargia, 1961).

D'un point de vue morphologique, la Haute-Vienne peut être divisée selon A. Demangeon (1910) en deux régions naturelles : les hauts sommets et les plateaux limousins.

- Les hauts sommets en Haute-Vienne se présentent sous deux aspects différents. Ce sont d'abord des sommets isolés, comme aux environs de Chalus au sud du département de la Haute-Vienne, où nous trouvons Montbrun (448 mètres), Puycomieux (495 mètres), Forêt des Cars (546 mètres) et Forêt de Vieillecour (554 mètres), les Hauts sommets forment aussi, en Haute-Vienne de véritables massifs comme, au nord-nord-est de Limoges, les Monts de Blond qui ont des sommets arrondis qui dépassent 500 mètres et, au nord-est de Limoges, les Monts d'Ambazac qui se dressent à plus de 600 mètres (Demangeon, 1910). Les monts d'Ambazac et de Blond sont des prolongations des hautes terres de la Marche (département de la Creuse), qui ont des altitudes un peu inférieures, mais avec des contrastes équivalents. Ces sommets dominent de 200 à 300 mètres les autres formations (Ministère de l'agriculture, étude non datée[(1)]). leur base est à une élévation moyenne de 350 mètres, et leurs sommets culminants atteignent celle de 731 mètres au mont Gargan, et 701 mètres au Puy-de-Sauvagnac (Alluaud, 1856).

- Les plateaux limousins se développent autour des sommets isolés et des massifs précédents. Ces plateaux sont caractérisés par des surfaces régulières, qui s'abaissent doucement dans la direction même des vallées. Ils sont divisés en deux par la limite qui passe par les sommets des monts de Saint-Goussaud, d'Ambazac et de Blond. Ces terrains composent la Basse-Marche au nord et le Haut-Limousin au sud. L'élévation moyenne de ces terrains est de 300 mètres environ, les formes du relief y sont adoucies et les différences d'altitudes tout à fait minimes. La vallée de la Vienne qui traverse le Haut-Limousin, de l'est à l'ouest, a, d'Eymoutiers à Saint-Junien, une pente de 216 mètres. La pente totale de cette rivière, à travers le département, est de 360 mètres, elle y pénètre à une altitude de 500 mètres sur la limite du département de la Corrèze, et en sort à celle de 140 mètres, entre Saint-Junien et Chabanais. La vallée de la Gartempe, à son tour, creuse le plateau de la Basse-marche. Le relief de ces terrains est dessiné par les nombreux cours d'eau qui les sillonnent. Le talweg général du territoire les rend tributaires du bassin de la Loire par la Vienne (voir Carte. 3).

Y. Battiau-Queney (1993) a abordé trois théories qui expliquent la différence d'altitude entre les plateaux limousins (entre 300 et 500 mètres) et les hauts sommets (entre 700 et 1000 mètres).

---

(1) http://inventaire-forestier.ign.fr/spip/IMG/pdf/PubDep/87-haute-vienne/ifn_87_1_haute-vienne_1963.pdf

- La première théorie veut que les massifs limousins correspondraient à la pénéplaine poste-hercynienne, et que les plateaux seraient des surfaces d'érosions emboîtées dans les précédents. (c'est le point de vue de A. Perpillou (1940), de H. Baulig (1928) et de A. Demangeon (1910)).

- la seconde considère que cette différence est avant tout d'origine tectonique : « *les monts d'Ambazac et de Blond seraient des hordts ou des demi-Horsts* » (Battiau-Queney, 1993, p. 67). Parmi les chercheurs qui ont adopté cette théorie, nous citons J. Beaujeu-Garnier (1954), B. Bomer (1954), R. Lacotte (1965) et J.-L. Nolf (1980).

- la troisième théorie attribue cette différence à l'érosion différentielle. Selon cette hypothèse les roches les plus résistances ont construit les massifs élevés (monts d'Ambasac et de Blond), et les roches les moins résistantes ont construit les plateaux. Parmi les défenseurs de cette théorie, nous trouvons M. Derruau (1952), Godard *et al.* (1972) et A. Winckelle (1975).

La figure (10) résume très bien les trois théories classiques expliquant la géomorphologie du Limousin.

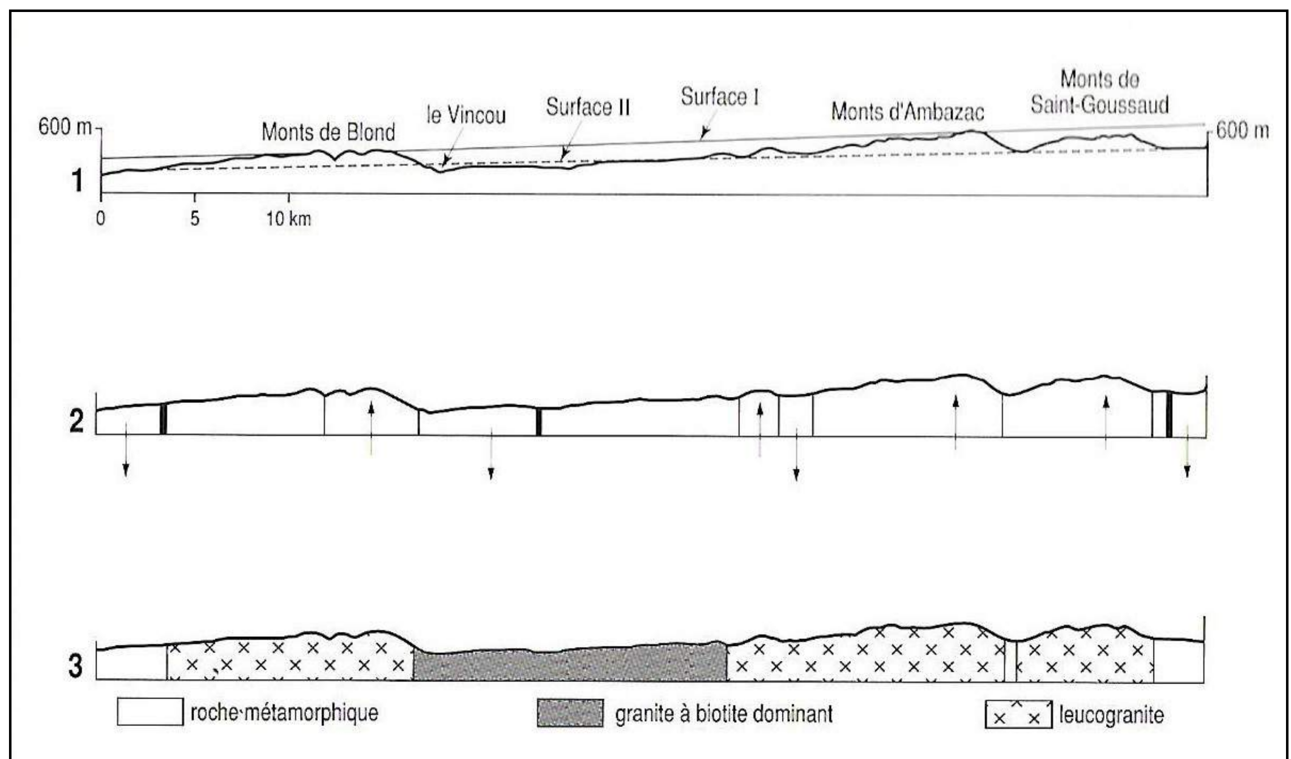


Figure. 10 : *Les trois principales interprétations du relief limousin (extrait de G. Vérynaud, (1981), cité par M.-F André et al. (1994))*

La transition avec l'Indre et le Poitou au nord, ou avec les Charentes à l'ouest se fait de façon insensible : il faut sortir de la région et atteindre les terrains calcaires des Charentes pour que renaissent les contrastes (Bril et Floc'h, 1993, p. 4).

La formation des terrains anciens de la Haute-Vienne remonte à des époques géologiques différentes (Alluaud, 1956). Si nous voulons comprendre la géologie de ce département, il faut donc remonter à plusieurs centaines de millions d'années. C'est à l'ère primaire (500 millions d'années)

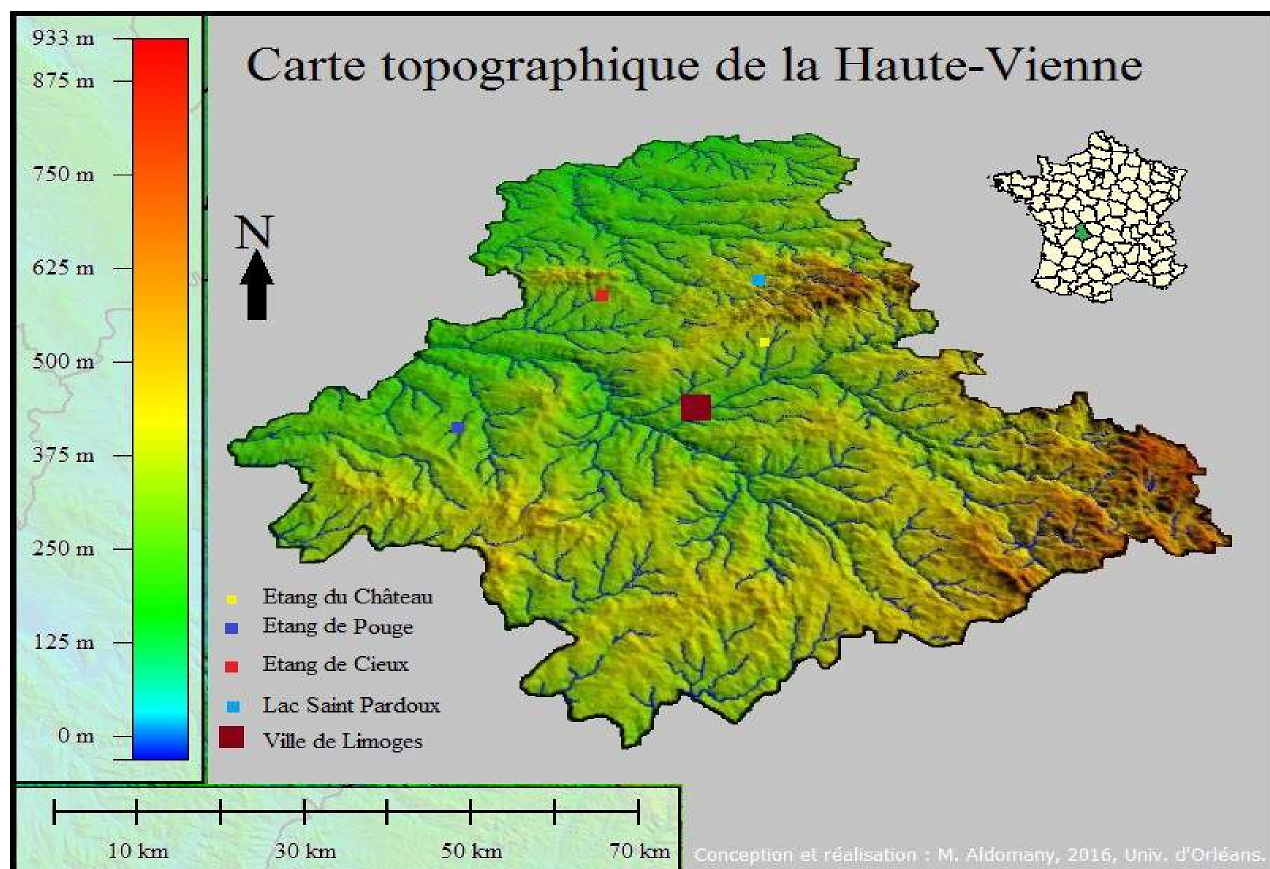
que les roches métamorphiques[1] et granitiques de la Haute-Vienne ont pris naissance dans la zone profonde de la chaîne hercynienne qui s'est constituée à partir de petits bassins océaniques caractérisés, au début du Primaire, par une intense activité magmatique et par l'accumulation de sédiments mêlés de produits volcaniques. Au Silurien les bassins se referment et leurs marges continentales entrent en collision au début du Dévonien. La chaîne de collision, dont les reliefs furent comparables à ceux de l'Himalaya actuel, s'est édifiée durant le Dévonien, puis le Carbonifère inférieur. La destruction des derniers reliefs se place au Carbonifère supérieur et au Permien. Au tout début de l'ère secondaire, la chaîne était déjà aplanie (Bril et Floc'h, 1993, p. 6). Depuis 250 millions d'années, il ne s'est plus rien passé d'important : les reliefs se sont usés lentement, plus ou moins selon la résistance à l'érosion des roches constituantes ; les granites sont restés en relief, les gneiss ont été aplanis. Des contrecoups très lointains, très atténués des mouvements tectoniques responsables de la surrection des Pyrénées, puis des Alpes, ont quelque peu bousculé le vieux bloc rigide, entraînant une reprise de l'érosion des rivières, par tronçons : d'où ces vallées rajeunies, en coups de sable, inattendues ; il n'y a que quelques dizaines de millions d'années de cela. La grande mer secondaire n'a qu'à peine léché la base des anciens reliefs. Le volcanisme auvergnat n'a jamais atteint le département de la Haute-Vienne. Les glaciations quaternaires ont laissé des témoins sur les hauts-plateaux, ces larges vallées en auges où croît actuellement la tourbière sur des épaisseurs de blocs et de sédiments d'une étonnante épaisseur par endroits : plusieurs mètres, voire dizaines de mètres. Mais c'était déjà du temps des hommes (Sargia, 1961, p.34).

En ce qui concerne les roches dominantes en Haute-Vienne, nous remarquons que les roches de gneiss constituent la plus grande partie du sol, et notamment de la vallée de la Vienne. Dans les environs de Limoges, le gneiss devient granitoïde, et par des transitions passe au granite à petit grains sans stratification sensible. Ce granite désagrégé est connu à Limoges sous le nom de tuf (Alluaud, 1856).

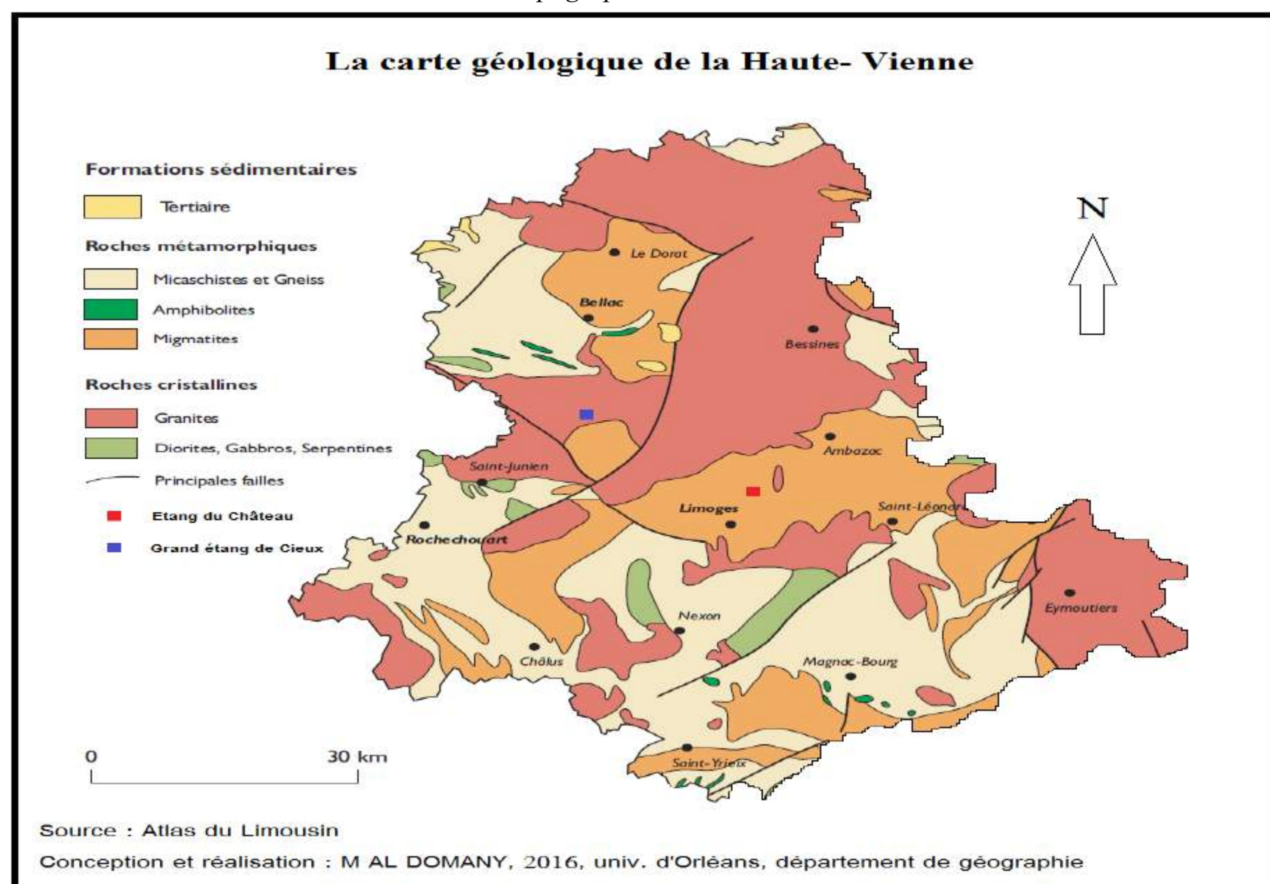
Le granite à gros grains constitue, après le gneiss, la formations de terrains la plus considérable de la Haute-Vienne. Les granites les plus remarquables sont les granites porphyriques contenant de beau cristaux de feldspath. Dans quelques localités, comme aux environs de Cieux, les cristaux sont maclés (Alluaud, 1856).

Les terrains sédimentaires n'apparaissent, en plages de petite étendue, que sur les bordures nord et ouest du département, aux confins du Limousin et de la Marche avec l'Angoumois et le Poitou. Il n'y a aucune trace de volcanisme récent en Haute-Vienne. Il convient de noter aussi que les traces d'anciennes glaciations n'apparaissent ni sur les bas plateaux du limousin, ni sur les hauts massifs (Battiau-Queney, 1993) (voir la Carte. 4).

(1) Ces roches proviennent soit de la cristallisation du magma par refroidissement, soit de la modification des roches existantes sous l'action d'une élévation de la pression et/ou de la température, avec cristallisation des nouveaux minéraux qui ont alors une structure différente de celle des roches de départ (CRPF et FOGEFOR, 2011).



Carte. 3 *: La topographie de la Haute-Vienne.*



Carte. 4 : *La carte géologique de la Haute-Vienne.* *Source : Atlas du Limousin.*

Concernant la localisation de nos étangs situés en Haute-Vienne, l'étang du Château, situé au nord-nord-est de Limoges, se localise sur des roches de gneiss à grain moyen situées sur le bord d'une faille masquée (la carte géologique de la France n°664, Ambazac). Normalement, ces roches sont imperméables mais la présence d'une faille masquée juste au bord de l'étang va, probablement, favoriser l'infiltration vers les nappes phréatiques.

Le Grand étang de Cieux se situe aussi sur des couches de granites à grain moyen, mais ce type de granite appelé « porphyroïde de Cieux » présente de nombreuses analogies et quelques différences avec celui de la Glane dont il est séparé par la grande faille d'Oradour-sur-Glane. Il est constitué d'un granite alumineux à biotite et rare muscovite primaire (la carte géologique de la France n°663, Oradour-sur-Glane).

Normalement, ce type de granite n'est pas perméable, et (la carte géologique n° 663) montre qu'il y a deux failles à proximité de l'étang, la première est située à 1,5 km vers l'ouest de l'étang, mais elle est située en dehors du bassin versant de l'étang, la seconde est une faille masquée située à un km au nord-est de l'étang.

D'un point de vue topographie, le Grand étang de Cieux est situé plus bas que les endroits où les failles mentionnées précédemment passent. Parce que le sol est clairement descendu vers l'étang, nous attendons que l'infiltration vers les nappes phréatiques ne sera pas très importante, mais il faut prendre en considération l'état de la chaussée de cet étang lors du calcul de son bilan hydrologique.

La morphologie et la géologie de la Brenne[(1)]

« De toutes les régions comprises entre l'Indre et la Vienne, la Brenne est la plus originale » (C. Klein, 1962, p. 245). « *Sur le plan topographique, la région Brenne est très plane, ce qui fait parfois penser à une "monotonie du relief" »* (F. Charmoy, 2005, p. 4).

D'un point de vue topographique, les altitudes décroissent régulièrement du sud-est (250 à 300 mètres en Basse-Marche) vers le nord-ouest (150 mètres en Châtelleraudais). Mais si l'aspect de plateau l'emporte à la périphérie, le paysage brennou offre beaucoup plus de diversité.

Généralement, nous pouvons diviser la Brenne en trois principales entités paysagères, dont la Grande Brenne, La Petite Brenne, La Queue de Brenne (voir la Carte. 5). Certaines études, comme celle du Parc Naturel Régional de la Brenne (2009) ajoutent des autres entités et des paysages de transition. Les vallées sont considérées comme des sous-entités, dont la plus importante en Brenne, la vallée de la Creuse. L'Atlas des paysages de l'Indre (page. 16) divise la Brenne en cinq entités paysagères, dont Brenne des étangs, Brenne des bois, Petite Brenne, Vallée de la Creuse et Queue de la Brenne. Mais la forme du terrain la plus caractéristique est l'existence des « buttons », appelées autrefois « patins de Gargantua », un nom tiré d'une légende locale qui voudrait que le géant Gargantua ait secoué ses bottes crottées d'argile de temps à autre, formant ainsi de façon éparse ces petits buttons (Genet, 2009). Ceux-ci résultent de l'induration des grès sous climat chaud avec alternance de saisons humides et de saisons sèches, puis du travail de l'érosion de la Brenne au Quaternaire qui a dégagé l'essentiel des matériaux, les grès les plus tendres ont donné les sables que

(1) Le territoire de la Brenne comprend, depuis 25 avril 2008, 51 communes (toutes situées dans le département de l'Indre), pour une superficie de 182 700 ha et une population de 33 756 habitants (PNRB, 2009), ce qui représente une densité de population de 18,47 hab/km², une des plus faible de la région Centre (moyenne départementale : 34 hab/km², moyenne régionale : 61 hab/km²) (INSEE, 2009).

nous trouvons en surface sur l'argile, les plus résistants donnent aujourd'hui ces buttons (Atlas des paysages de l'Indre, p. 22). Ces modestes collines ne dominent la plaine que de 15 à 25 mètres. La plupart de ces buttons présentent un profil convexe et leurs flancs tapissés de bruyères se raccordent par des pentes doucement concaves au fond des dépressions. C'est en Brenne centrale et septentrionale que la densité des buttons est la plus grande ; en Brenne méridionale ils deviennent rares et le plateau se résout en longues croupes à pentes convexes entre les vallées (Klein, 1962).

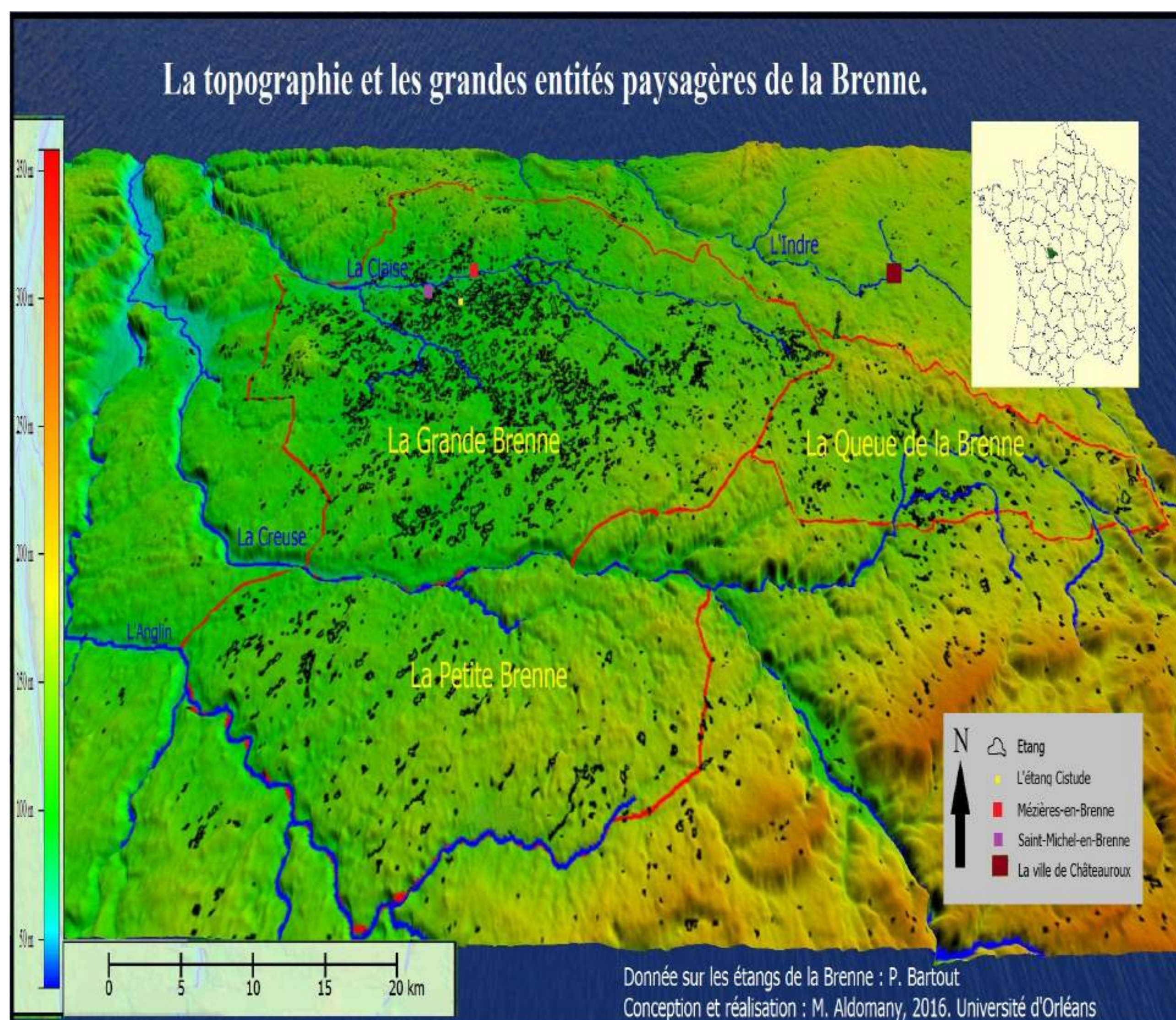
La section est-ouest de la Creuse forme la frontière entre la Grande Brenne ou « Brenne des étangs » au nord (entre Creuse et Claise) et la Petite Brenne au sud (entre Creuse et Benaize). Ces contrées ménagent une transition entre les horizons plus sévères des plateaux Limousins et ceux plus souriants de la Touraine méridionale et du Poitou oriental (Klein, 1962).

La Grande Brenne, cette région de 70 000 ha (Brunaud, 2007), est constituée d'une mosaïque de paysages où s'interpénètrent l'eau, les bois, les landes et les prairies parfois dominées par des buttons. Un des principaux caractères de cette partie de la Brenne est une succession de micro cuvettes, insuffisamment encaissées pour accueillir de manière naturelle des étangs. Seules des étendues marécageuses existeraient aujourd'hui en l'absence de l'homme, recouvrant, comme c'est encore le cas par endroit, de plusieurs centimètres, prairies et landes humides légèrement incurvées. Cette permanence de l'eau, posant problème, résulte en fait de l'hydromorphie des sols brennous. Ces sols sont des sols pauvres (argilo-gréseux), difficiles à exploiter car ils saturent rapidement en hiver, à la première pluie, et se dessèchent en été. En fait, la première couche de ces sols, sableuse, épaisse de quelques centimètres repose sur un horizon d'argiles épais de 40 à 80 cm, reposant sur un horizon de grès (Lambert, 2000, p. 11) bloquant tout écoulement et infiltration verticale de l'eau. À ceci, s'ajoute la quasi absence de drainage hydrographique de cette formation : seuls deux petits ruisseaux, celui des cinq bondes et le Suin, s'écoulant vers l'ouest, l'un vers la Claise, l'autre vers la Creuse, qui forment les frontière nord et sud de la Grande Brenne, ce qui ne suffit pas à essuyer cet engorgement. L'absence de réseau hydrographique a conduit les hommes à relier les étangs entre eux par des fossés, formant ainsi une « chaîne d'étangs », appelé aussi « chapelet d'étangs ». Une trentaine d'étangs peuvent parfois être reliés entre eux par le même réseau. Selon les estimations, il existerait une centaine de chaînes d'étangs en Brenne (Otto-Bruc 2001).

Les sols brennous, imperméables, sont donc très médiocres. Ils ont alors « *une piètre valeur agricole compte tenu de la brièveté du cycle végétatif imposée par ces caractères* » (M. Daudon, 1988, p. 5). Pour y faire face, l'homme décide alors de les ennoyer pour les valoriser. Ainsi, très tôt, dès le XIème siècle (J. Trotignon, 1986, p. 6 ; A. Bonis, 1988, p. 3), il bâtit des chaussées pour canaliser l'eau. D'après des documents anciens (Archives Dép. Indre, série H 1185, citée par Bennarous, comm. or. Inédite). Il convient de noter que selon l'Atlas des paysages de l'Indre, les premières créations d'étangs, dans ce département, sont dues aux moines de Saint-Cyran, Méobecq et Fontgombault et datent du XIIème siècle.

Les étangs en Petite Brenne sont beaucoup moins nombreux qu'en Grande Brenne et le plateau est recouvert d'un important manteau forestier. Les reliefs sont intermédiaires entre les collines du Boischaut au sud-est et le plateau blancois au nord-ouest.

Les étangs en Queue de Brenne présentent les mêmes caractéristiques pédologiques qu'en Grande Brenne mais ils sont moins nombreux. Ce secteur de la Brenne est boisé au nord et les cultures sont en augmentation au sud.



Carte. 5 *: La topographie et les grandes entités paysagères de la Brenne.*

De façon globale, les vallées existant en Brenne connaissent des problématiques de partage des usages et d'accessibilité. Très peu d'itinéraires longent les rivières. Avec la végétation, les routes qui parcourent les coteaux n'offrent que des vues très limitées, seuls les ponts en permettent des perceptions évidentes.

Toutes ces entités paysagères sont étroitement liées à la grande variété géologique du territoire (PNRB, 2009). Nous trouvons donc qu'il est indispensable de donner une petite présentation géologique de cette région.

En Brenne, nous ne savons presque rien de l'ère primaire ; en effet, les terrains qui ont pu se déposer à cette époque ont été, à la suite des phénomènes tectoniques qui ont donné naissance au Massif central, complètement transformés en roches cristallines : granités et roches métamorphiques (Lorain, 1971). Sur la carte géologique, « *la Brenne se caractérise par la présence d'un important placage tertiaire sur le substrat secondaire (Jurassique) calcaire* » (Trotignon, 1986, p. 4). Ce

placage sidérolithique provenant de l'érosion du Massif Central situé au Sud de la région. Pour comprendre mieux cette carte, il nous faut revoir l'histoire géologique de la région[(1)].

L'histoire géologique de cette région (la Brenne et ses abords) débute sur les ruines de la chaîne hercynienne. Au début de l'ère secondaire, le Bassin Parisien se présente comme une vaste terre émergée et aplanie, sur laquelle des fleuves déposent des sables bariolés.

Une mer peu profonde venue de l'Est s'étend jusqu'à Châteauroux.

La mer s'installe durablement dès le début du Jurassique (de 200 millions d'années à 140 millions d'années). Elle laisse des dépôts littoraux de calcaires à coquilles, mais aussi des dépôts plus profonds à coraux, à crinoïdes ou à brachiopodes.

À la fin du Jurassique, la mer se retire, laissant derrière elle de vastes lagunes. Ce paysage amphibie se maintient au Crétacé inférieur en climat chaud et humide. Il est propice à l'altération et à la formation de cuirasses de fer sur les reliefs. Il favorise aussi les dépôts de plaine alluviale et de marais dans les dépressions.

Aux alentours de 95 Ma, la mer regagne le terrain perdu. Les premiers dépôts marins sont alors des sables verts puis des argiles kaoliniques à petites huîtres. Ces sédiments sont rapidement relayés par les premiers dépôts de craie.

La mer crétacée se retire, il y a 80 millions d'années, et la région est soumise à un climat chaud, presque tropical. Il s'avère particulièrement agressif pour toutes les roches, en particulier la craie et les autres roches calcaires, qui s'altèrent en argile.

Ce régime se maintient 40 millions d'années, le temps de fabriquer une épaisse couverture argileuse, de dissoudre en surface les roches calcaires et mettre en place un réseau karstique. C'est à cette période que se forment les argiles rouges de Brenne, présentes sur les calcaires jurassiques, et au Nord les argiles à silex sur les tuffeaux crétacés.

L'aire de la Brenne (Petite et Grande Brenne) s'individualise il y a 40 millions d'années. A cette époque du Tertiaire, un lent effondrement du substratum crée une vaste cuvette qui piège les eaux boueuses des torrents venus du Massif Central.

Des argiles et des sables argileux s'accumulent dans cette dépression qui occupe la plus grande partie du territoire du Parc.

Ces dépôts sont à l'origine des « terres grasses » de Brenne. Ils sont aussi appelés terrains sidérolithiques parce qu'ils contiennent souvent des oxydes de fer.

Les derniers sols de cette succession de couches du Tertiaire de Brenne sont représentés par une cuirasse grésifiée où le fer est encore plus présent. Cela confère à cette ultime couche une plus grande résistante à l'érosion.

---

(1) Il est important à mentionner que la présentation de l'histoire géologique que nous citons ici est prise de l'étude de (PNRB, 2009).

Cette coiffe de solides grès rouges est à l'origine des buttons.

L'histoire géologique s'achève à la fin du Tertiaire (de 20 à 2 millions d'années), lorsque la cuvette de Brenne est totalement comblée, et que les fleuves se répandent librement sur un vaste plateau marécageux boisé, non encore entaillé par les vallées actuelles.

Ces fleuves laissent derrière eux des épandages sablo-argileux à bois fossiles.

Enfin, il y a un peu plus de 1 million d'années, à la faveur des glaciations, les cours d'eau s'enfoncent dans le plateau et creusent de profondes vallées. Sur les plateaux, l'érosion déblaye une partie des sédiments meubles du Tertiaire de Brenne, tout en épargnant les grès résistants qui s'organisent en reliefs résiduels : les buttons.

Les terrasses sablonneuses des rivières se construisent pendant que le paysage actuel se met en place, avec la diversité subtile qui le caractérise aujourd'hui.

En ce qui concerne l'étang Cistude, en utilisant (la carte géologique de la France n° 543, Buzançais), nous trouvons l'étang situé sur une couche de grès. Normalement, ces roches ne sont pas totalement imperméables, mais le sol (argilo-gréseux) qui constitue le fond de l'étang a une épaisseur qui varie entre 40 et 80 cm (chiffres basés sur les sections du sol que nous avons effectuées au bord de l'étang et à une centaine de mètres au nord de l'étang). Pour cela, nous attendons que l'infiltration vers les nappes phréatiques ne soit pas très importante.

Pour conclure cette partie, nous rappelons que, selon la présentation géologique et morphologique que nous venons de faire, tous nos terrains d'étude se localisent dans des endroits où la perméabilité du sol et/ou des roches-mères est très faible. En plus, la topographie des bassins versants, surtout en Limousin, est plutôt favorable à l'écoulement sous-terrain positif (entrant dans l'étang) que la pénétration négative (qui sort de l'étang).

3.3 – Les étangs étudiés : une présentation historique et morphométrique

Dans cette partie de la thèse nous essayons de donner des informations sur la localisation de nos terrains d'étude, de leurs dates de mise en eau, de leurs utilisations. Nous présentons aussi toutes les informations morphométriques concernant ces étangs et leurs bassins d'alimentation. Tous les chiffres que nous allons donner dans cette partie sont pris, calculés et mesurés, soit par nous directement (étang Cistude et étang du Château), soit par d'autres chercheurs (docteurs et doctorants) qui ont fait leurs recherches sur les mêmes terrains d'étude.

3.3.1- *L'étang du Château (étang encaissé profond)*

« En Limousin, les étangs sont habituellement confinés dans une topographie encaissée, dont les dénivellations atteignent fréquemment plusieurs centaines de mètres. » (Brunaud et Touchart, 2007, p. 11).

À 11 km au nord-nord-est du centre ville de Limoges, à Rilhac-Rancon et plus précisément dans le domaine de Janailhac, , à l'intersection de la longitude 1° 19 m 27 s Est et de la latitude 45° 55 m 16 s Nord, se localise un petit étang d'une superficie d'un peu moins de 0,43 ha. Parce que cet étang

n'a pas un nom connu, nous allons l'appeler « l'étang du Château » car le château de Monsieur Duché, qui est le propriétaire de cet étang, est le bâtiment le plus proche de l'étang. Avec sa position dans une vallée encaissée et sa superficie qui est un peu inférieure à 0,6 ha, qui est selon P. Bartout (2006) la taille moyenne des étangs limousins, l'étang du Château est, en particulier, un bon représentant des étangs limousins et, en général, des étangs encaissés. Cet étang est équipé d'un moine qui peut en même temps vider une partie de l'eau superficielle et une partie de l'eau de fond d'étang, pendant toute la période d'observation (de septembre 2014 à août 2016).

En ce qui concerne la date de création cet étang, nous n'avons pas une date précise, mais selon le propriétaire, c'est un étang récemment créé, vraisemblablement, pendant les années soixante-dix. Cet étang a été renouvelé et remis en eau en 2013. Il est actuellement, utilisé pour la reproduction des carpes sous la forme d'une pisciculture extensive, c'est-à-dire sans aucune intervention par le propriétaire en termes d'ajout de nutriments. Nous n'avons pas remarqué d'autre utilisation des eaux de cet étang, ni pour l'irrigation des terres agricoles qui l'entourent, ni pour faire abreuver des vaches, une centaine, de la ferme qui existe à 250 mètres au nord-ouest de l'étang.

Parce que sur cet étang nous avons pris les mesures les plus fiables de toutes les composantes du bilan hydrologique, et parce que la connaissance du volume exact de l'eau dans l'étang est indispensable lors du calcul de certains paramètres hydrologiques, il était nécessaire d'avoir fait une bathymétrie précise de l'étang. À l'aide d'une autre personne(1), nous avons la bathymétrie la plus précise possible selon les outils dont nous disposons.

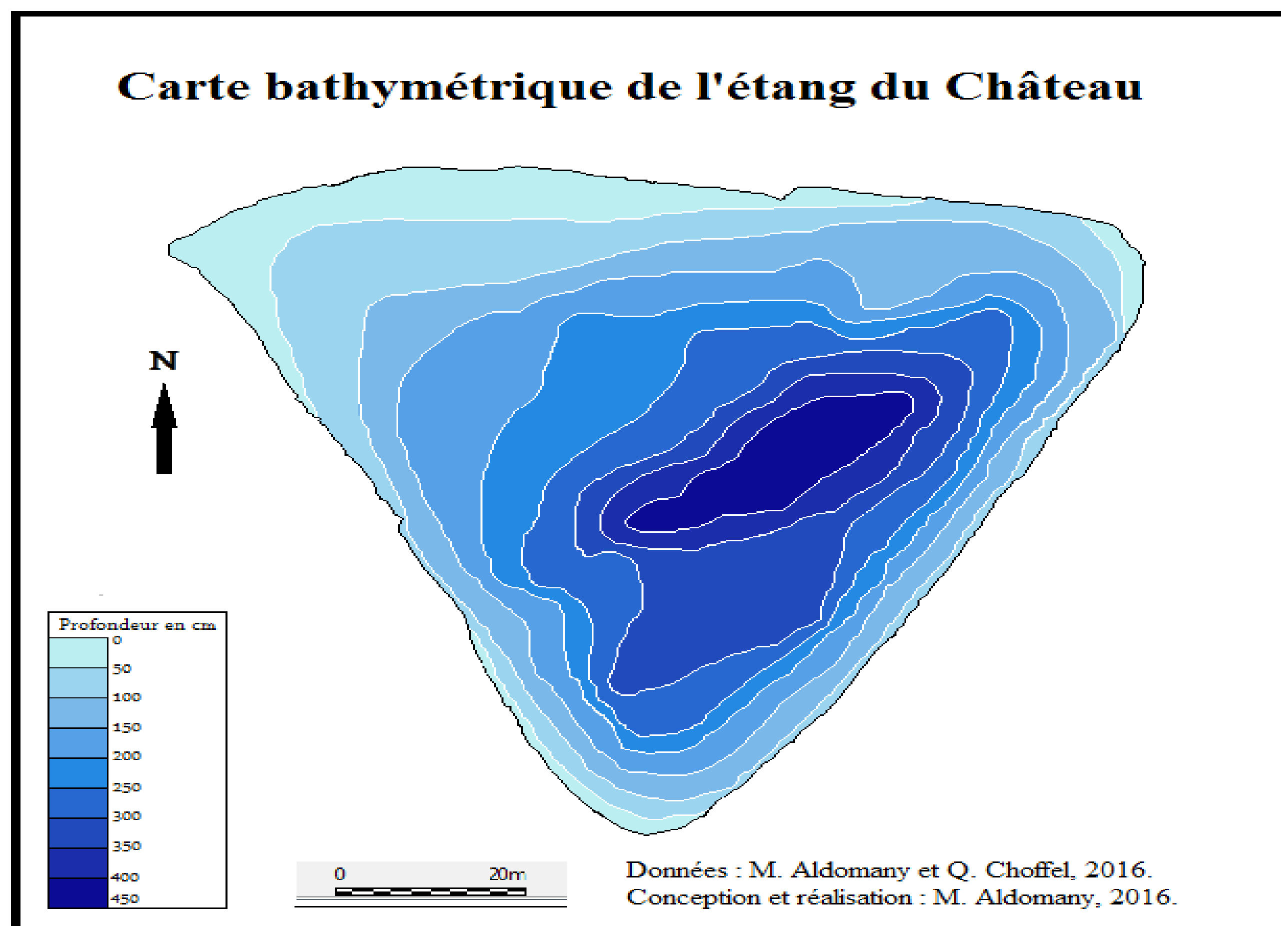
Notre méthodologie pour réaliser la bathymétrie de cet étang s'est appuyée sur une corde en plastique de 80 mètres de longueur graduée tous les cinq mètres. Cette corde a été prolongée au long du bord sud-ouest de l'étang. Une autre corde en plastique graduée tous les cinq mètres aussi a été prolongée perpendiculairement à la corde précédente. Ensuite, les profondeurs jusqu'à 100 centimètres ont été prises tous les cinq mètres. Dès cette profondeur, nous avons pris les mesures tous les dix mètres. Les outils que nous avons utilisés pour mesurer la profondeur sont : une perche en acier graduée tous les 25 cm. Nous avons utilisé cette perche jusqu'à deux mètres de profondeur, dès cette profondeur, nous avons utilisé un disque en métal branché par sa partie centrale à une corde graduée tous les 25 cm. Après cette campagne bathymétrique, nous avons utilisé la carte bathymétrique de cet étang (voire la Carte. 6). Cette carte nous a permis d'estimer le volume de l'eau qu'il contient (9 720 m^3) et de connaître sa profondeur moyenne aussi (2,28 mètres(2)). La profondeur maximale que nous avons mesurée durant cette campagne bathymétrique est égale à 4,25 mètres.

Il convient de noter que la campagne bathymétrique à été faite le 04 août 2016. Bien que cette date soit située au milieu d'été, où le niveau de l'eau dans la majorité des plans d'eau enregistre ses valeurs les plus basses, le niveau de l'étang du Château à cette date, grâce à son alimentation permanente en eau, représente le niveau moyen de l'étang car son moine évacue toutes les eaux qui dépassent son seuil. Pour cela, nous considérons que la bathymétrie effectuée à cette date représente le profil moyen de l'eau dans cet étang.

---

(1) Quentin Choffel qui utilise cet étang comme un terrain d'étude pour sa thèse sur le bilan thermique des étangs.

(2) Nous avons obtenu la profondeur moyenne de l'étang en divisant le volume d'eau (en m^3) qu'il contient par sa superficie (en m^2), cette façon de calculer la profondeur moyenne a été utilisée aussi par R. Wetzel (1983, p. 32)



Carte. 6 *: La bathymétrie de l'étang du Château*

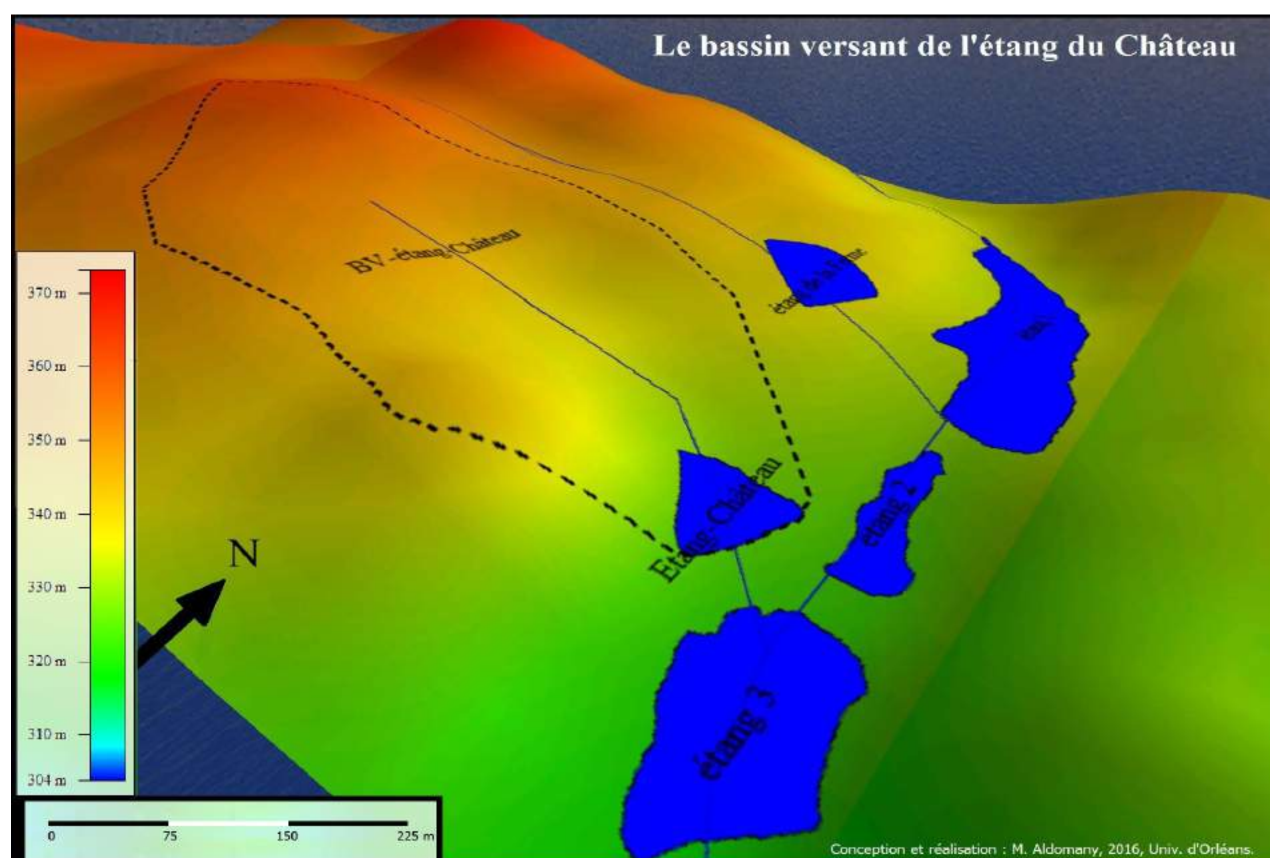


Figure. 7 *: Le bassin versant de l'étang du château.*

Bien que le bassin versant de l'étang de Château soit très petit, il représente parfaitement les caractéristiques des bassins versants de cette région. Au long des 650 mètres, qui est la distance entre le point le plus haut dans ce bassin et le bord ouest de l'étang, les altitudes décroissent de 365 mètres à 322 mètres (l'altitude de la surface de l'étang). Cela veut-dire une valeur de déclivité de 5,26%. De plus, une coupe topographique qui traverse l'étang du sud-ouest au nord-est montre clairement que l'étang est situé au centre d'une vallée qui le supervise par un pied sévère du côté sud-ouest et moins sévère du côté nord et nord-est.

L'eau qui sort de l'étang par le moine se jette dans le cours d'eau du Verrier qui draine les eaux de six autres étangs. À 400 mètres vers le sud-sud-est de l'étang du Château, ce cours d'eau rejoint l'émissaire de la Cane. L'émissaire de la Cane continue son chemin vers le sud pour prendre les eaux du Cussou de l'émissaire de la Mazelle. De ce point là, elle prend le nom du ruisseau du Palais qui rejoint la Vienne à 100 mètres au sud-est de l'Église du Palais-sur-Vienne.

3.3.2- *L'étang Cistude (étang pelliculaire)*

Parmi les 936 hectares de terres ennoyées de la commune de Saint Michel en Brenne par 193 étangs, soit plus de dix-sept pour-cent de la superficie communale (Guérin, 2001, p. 8), reposent entre autres les eaux de l'étang Cistude, inclues dans la Réserve Naturelle de Chérine située dans la partie septentrionale de la Brenne des étangs. L'étang Cistude est situé à 3 km à l'est-sud-est de Saint Michel en Brenne, à 4 km au sud-ouest de Mézières-en-Brenne et à 35 km à l'ouest de la ville de Châteauroux. Il se situe à l'intersection de la longitude 1° 11' 57,64" est et de la latitude 46° 47' 3,77" nord, sa superficie moyenne est de 8,7 hectares et sa profondeur moyenne est de 0,8 mètre, avec une dissymétrie nette entre la partie ouest (plus profonde) et la partie est[(1)] (voir la Carte. 8).

À l'origine, cet étang était composé de deux étangs contigus : le premier fut acquis par le Conseil Général de l'Indre le 18 juin 1998, le second par le WWF le 28 octobre 1999 (Van *et al*., 2013). Nous ne connaissons pas la date exacte de création des deux étangs qui ont, plus tard, constitué l'étang Cistude. Selon C. Guérin (2001) « *la progression des surfaces en eau de 1974[(2)] à 2001 est véritablement spectaculaire* ».

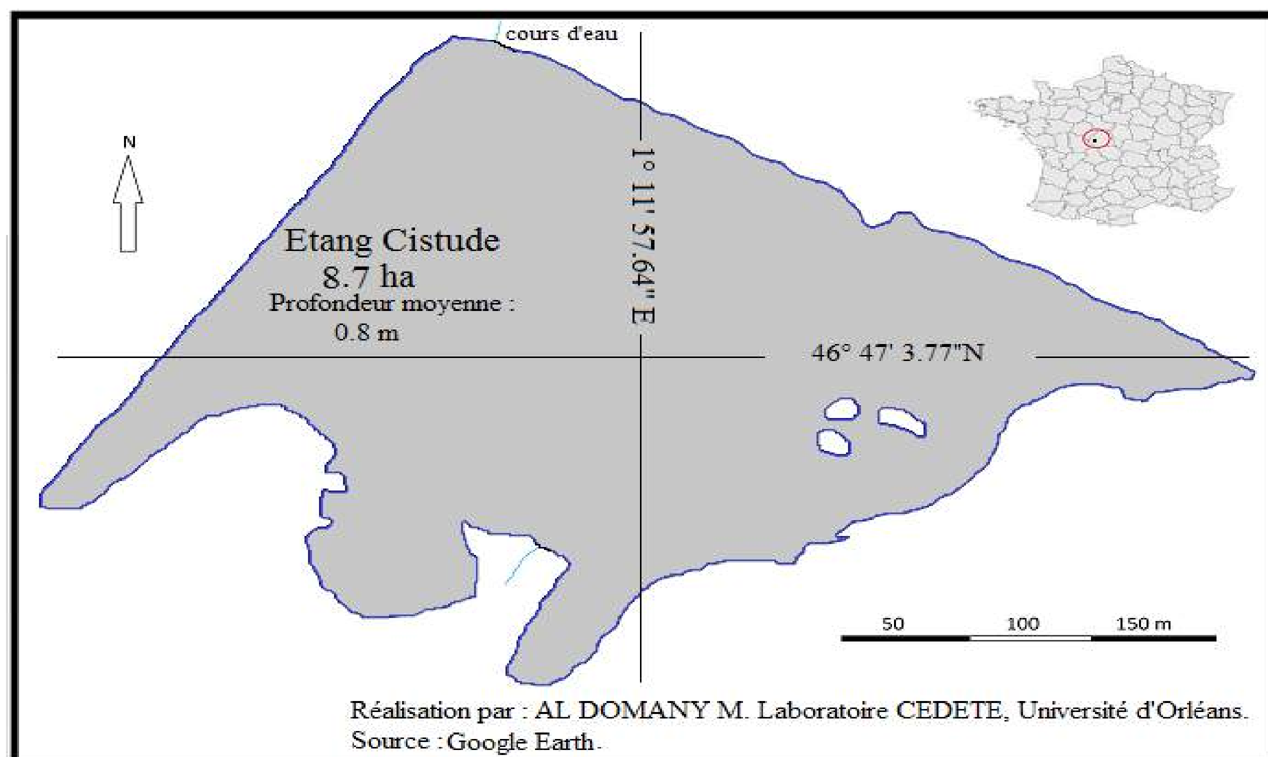
Une autre étude effectuée par (M. Bidault, 1998, p. 61) montre que la création d'étangs en Brenne entre 1975 et 1988 est plus importante qu'entre le Moyen Âge et 1975, et plus encore entre 1988 et 1997 qu'entre 1975 et 1988 : 51% en moins de 10 ans. Nous pouvons argumenter ces chiffres par le travail de C. Guérin qui a déclaré en (2001) que la Brenne comprend plus de 2000 étangs. Les travaux de P. Bartout (comm.or., 2016) montrent que ce nombre est bien supérieur avec plus de 6000 étangs[(1)] au sein du périmètre du Parc Naturel Régional de la Brenne, dont plus de 4000 en

(1) Parce que cet étang est existe dans une réserve naturelle, il est très difficile de passer une ou plusieurs journées sur l'étang pour mesurer la profondeur exacte de l'eau chaque 5 ou 10 mètres, comme nous avons fait à l'étang du Château à Rilhac-Rancon. Mais, nous avons l'autorisation de mesurer la profondeur de l'eau dans certains points Lorsque nous avons installé les thermomètres subaquatiques. La profondeur maximale qu'on a mesurée dans l'endroit où ils pêchent les poissons était de 2,2 mètres. La profondeur moyenne de 0,8 mètre est la profondeur approuvée par les responsables de l'étang.

(2) La date de 1974 correspond à l'année où est établi un « inventaire des étangs et plans d'eau de la Brenne ». le nombre d'hectares ennoyés en 2001 est de 1 414,45 pour la commune de Mézières-en-Brenne, de 1 193,11 pour Migné, de 1 118,27 pour Rosnay, 936,01 pour Saint-Michel en Brenne... (Bédoucha, 2011, p 438).

(1) P. Bartout a appelé « étang » tous les plans d'eau qui ont une superficie de plus de 0,1 hectare.

Grande Brenne. Cette présence en nombre est une constante de l'histoire du dernier millénaire puisque C. Gaudon (1860) mentionne dans « De la Brenne et de ses étangs », que le nombre des étangs brennous ne dépasse pas 400 étangs du temps de Dagobert, et que la majorité d'entre eux seraient, selon lui, d'origine médiévale (ils n'avaient d'autre but que l'élevage spéculatif). La datation globale des étangs de C. Gaudon est reprise dans quelques études postérieures (Goyon 1925 ; Rallet 1935. cité par R. Benarrous, 2009, p. 52). Nous pouvons donc estimer la date de création des deux étangs qui ont constitué l'étang Cistude des années soixante-dix ou quatre-vingt, surtout après avoir su que la carte géologique du Buzançais montre plusieurs étangs brennous, dont ces deux étangs ne font pas partie (voir la figure. 11).



Carte. 8 : *Étang Cistude*

En ce qui concerne le bassin de l'étang Cistude, nous n'avons constaté ni de débit entrant, ni de débit sortant de l'étang Cistude pendant plus de 75% des jours de l'année hydrologique, septembre 2013- août 2014, pendant laquelle nous avons fait les mesures quotidiennes sur cet étang. Nous avons donc considéré que le bassin versant de l'étang pendant ces jours est seulement la petite zone de ruissellement direct située juste autour de l'étang, qui draine ses eaux directement vers l'étang, cette petite surface égale 4,3 hectares. Pour les 25% des jours restants de l'année, l'étang Cistude est considéré comme l'un des plusieurs étangs qui sont reliés entre eux par le même réseau et qui forment une chaîne d'étangs. L'étang Cistude est le cinquième étang dans cette chaîne qui contient, en amont de l'étang Cistude, les étangs Ricot ; Monmélier ; Miclos et l'étang Barineau, et en aval, l'étang du Couvent (Voir la Figure. 12).

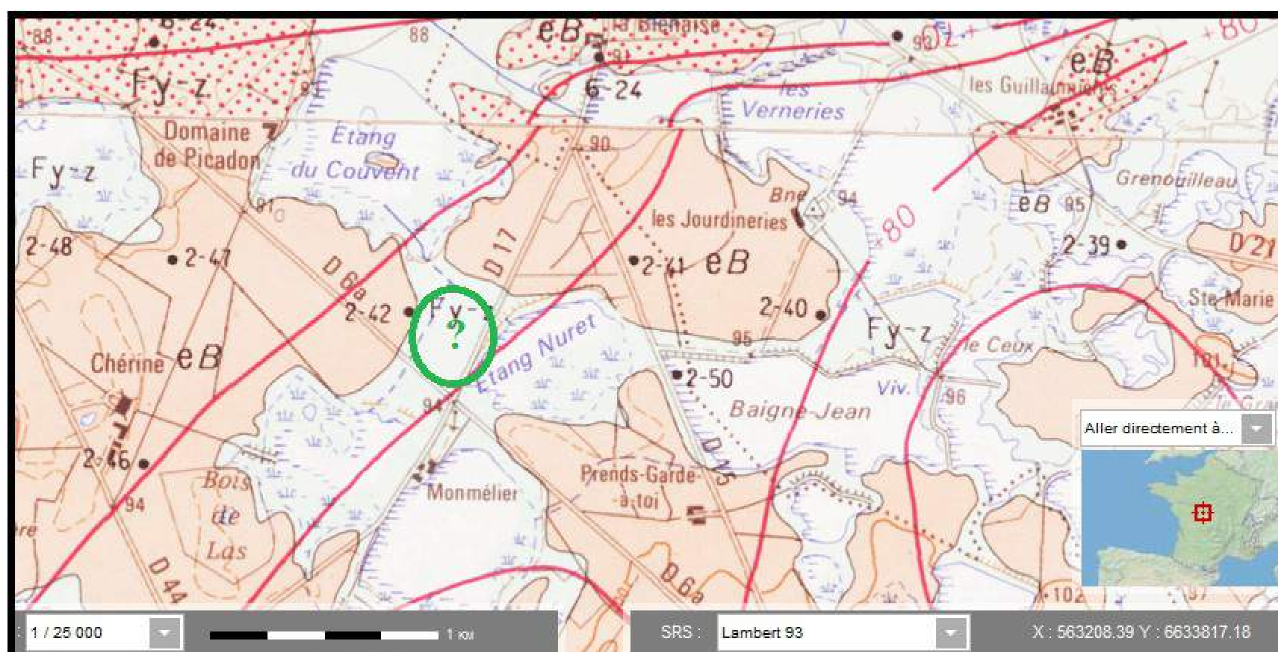


Figure . 11 *: L'absence des étangs constituant de l'étang Cistude, malgré l'existence des autres étangs entourant, actuellement l'étang Cistude. Source : BRGM*

Figure . 12 : *Le bassin versant de l'étang Cistude.*

Le seul ruisseau qui entre à l'étang Cistude en provenant de l'étang Ricot, ne peut assurer l'alimentation de l'étang que pendant la période la plus froide et la plus humide de l'année. Et pendant le reste de l'année l'alimentation principale de l'étang vient de pluies tombées sur la surface de l'étang. Donc, l'évaporation et les précipitations directes à la surface de l'étang peuvent, dans le

cas de l'étang Cistude comme pour la grande majorité des étangs brennous, jouer un rôle essentiel dans le bilan de l'eau de cet étang. Nous considérons que ce bilan est un bilan plutôt climatique qu'hydrologique. Selon les responsables de la réserve naturelle de Chérine, le marnage annuel peut atteindre facilement 60 cm, mais pendant l'année de mesure (2013-2014) il n'était que 17 cm.

L'étang Cistude possède deux exutoires dans sa chaussée nord-est, qui évacuent ses surplus en eau vers l'étang du Couvent qui existe au nord-nord-ouest de l'étang Cistude.

Le bassin versant de l'étang Ricot qui est juste en amont de l'étang Cistude a été délimité bar D. Brunaud en 2006 à partir des courbes de niveaux indiquées sur la carte IGN de Rosnay au 1/25 000. Elle a trouvé que la superficie du bassin versant de cet étang est égale à 3,6 km². Mais, après avoir vérifié sur le terrain, nous avons trouvé que le bassin topographique qu'on peut déterminer en utilisant la carte topographique n'est pas identique avec le bassin versant qui draine ses eaux vers l'étang car les brennous ont creusé des canaux, soit pour relier les étangs ensemble, soit pour drainer les terres agricoles, qui ont perturbé la continuité topographique du bassin.

La superficie du bassin versant qui alimente l'étang Cistude en eau, après vérification sur le terrain est égale à 340 hectares. Ce bassin comporte en son sein les cinq étangs déjà mentionnés ci-dessus et des mares. Nous pouvons ajouter l'étang Nuret au bassin d'alimentation de l'étang Cistude. Mais, il convient de noter que l'eau provenant de cet étang est totalement contrôlée par l'homme.

Comme tous les autres bassins hydrologiques brennous, le bassin de l'étang Cistude a un profil en pente douce, voir très douce. Le point le plus haut se situe à l'est du bois des Touches et correspond à 104 mètres d'altitude ; le point le plus bas se situe à sa chaussée et correspond à 89 mètres d'altitude. Sur 2,6 km la dénivellation n'est donc que de 15 mètres, ce qui donne une pente infime de 5,8 ‰. Cette topographie plane ne permet pas la formation et le creusement naturel de linéaires hydrologiques pouvant amener l'eau aux étangs et l'évacuer.

L'étang Cistude avec toutes ses caractéristiques mentionnées ci-dessus est représentatif des étangs pelliculaires. Nous pouvons donc généraliser les résultats que nous allons obtenir sur cet étang à tous les étangs de même type et qui se situent dans une zone climatique semblable à celle de la Brenne.

3.3.3- *Le Grand étang de Cieux (étang-lac profond)*

En haut-Limousin, dans une zone représentative des bas plateaux (Graffouillère, 2000), en partie sur le piémont méridional des monts de Blond, au nord-ouest de Limoges, l'étang de Cieux ou le Grand étang s'étend dans son lit. Avec ses 37 ha de superficie, le Grand étang de Cieux se localise dans la partie supérieure du bassin de la Vergogne, celui-ci qui s'étend sur 42 km², est le plus grand sous-bassin de la Glane. Grâce à sa superficie et sa profondeur, l'étang de Cieux possède parfaitement ces caractéristiques d'étang-lac. Cet étang est un des plus grands étangs en Limousin et il est le plus grand étang privé de la Haute-Vienne (Touchart, 2001).

Bien que cet étang ait une grande superficie, il n'est pas pourvu d'un moine, mais d'un déversoir de surface. Quoique ce déversoir augmente son incidence thermique sur l'émissaire, il contribue en même temps à la vidange de l'eau chaude qui occupe la couche supérieure de l'étang, cela a des

influences sensibles sur le processus d'évaporation comme nous le verrons plus tard dans cette thèse.

L'étang de Cieux est très ancien, antérieur à 1569, date d'enregistrement des premiers droits de pêche le concernant (Graffouillère, 2002). Mais des travaux, plus récents, menés par la professeur B. Barrière et ses étudiants en histoire médiévale sur l'occupation du sol dans le piémont des monts de Blond permirent de retrouver la mention de l'étang de Cieux sur un document daté de la deuxième partie du XIII[ème] siècle. En se basant sur ces travaux, M. Carlini en (2006) a estimé la date de la mise en eau de cet étang à 1250. La (Figure. 13) montre l'hypothèse effectuée par M. Carlini de l'évaluation morphologique de l'étang de Cieux depuis 1250 à 2006.

La première campagne bathymétrique complète a été effectuée sur l'étang de Cieux en 2002 par M. Carlini *et al* (voir la Carte. 9).

L'étang de Cieux a une forme très proche d'une croix, sa tête, en nord-nord-est constitue le delta commun des ruisseaux du Nord et du Theil, son pied, sud-ouest, est limité par la chaussée de l'étang et ses bras constituent, au nord-ouest, le prodelta du Pranaud et, au sud-est le delta du ruisseau des Bonnes Fonds. La grande partie centrale, s'étend dans toute la moitié méridionale entre 2 et plus de 3 mètres de profondeur et remonte avec de faibles valeurs au cœur de la partie septentrionale. Sa profondeur maximale de 3,69 mètres se localise au près de sa digue (voir la Carte. 9)

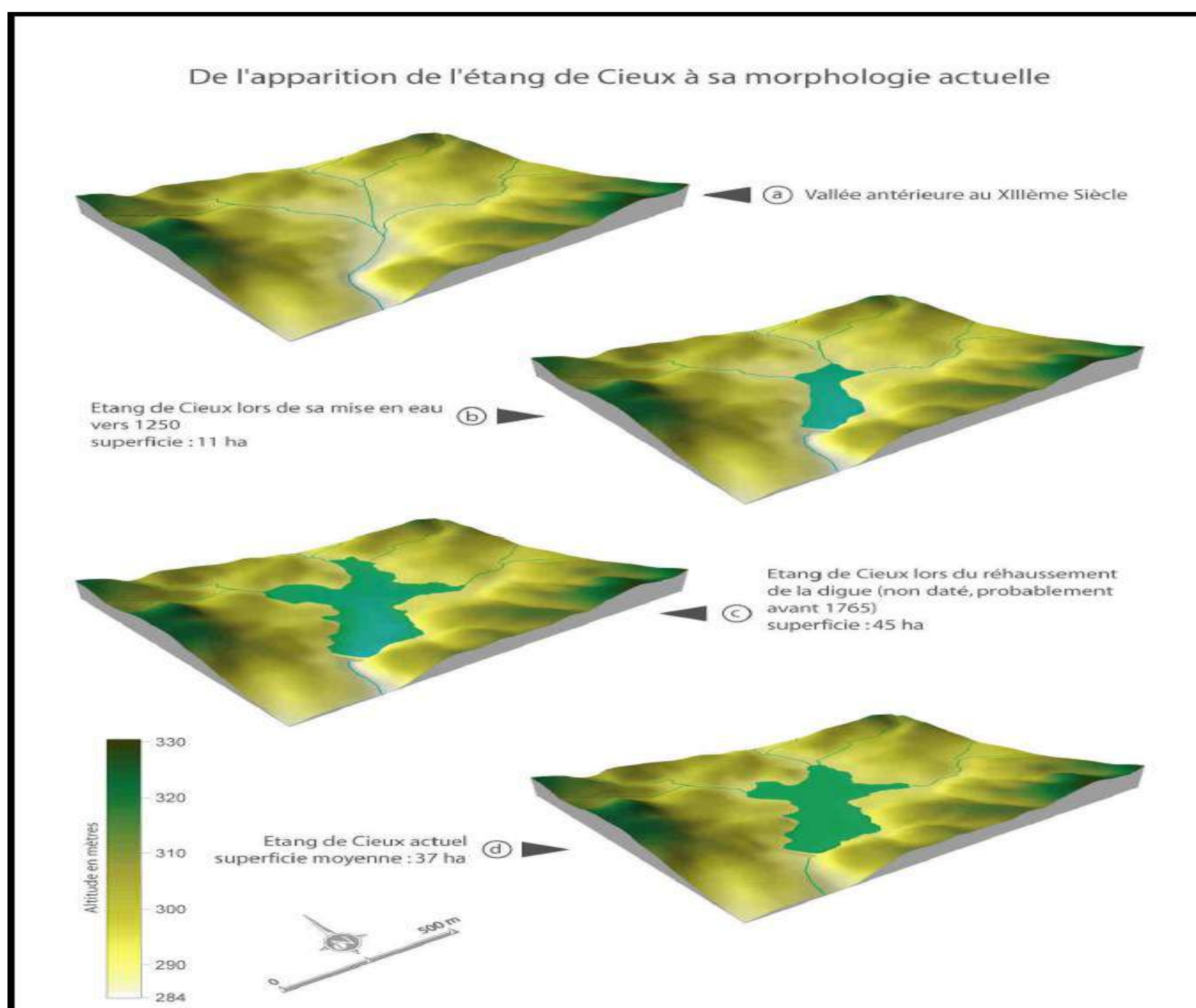
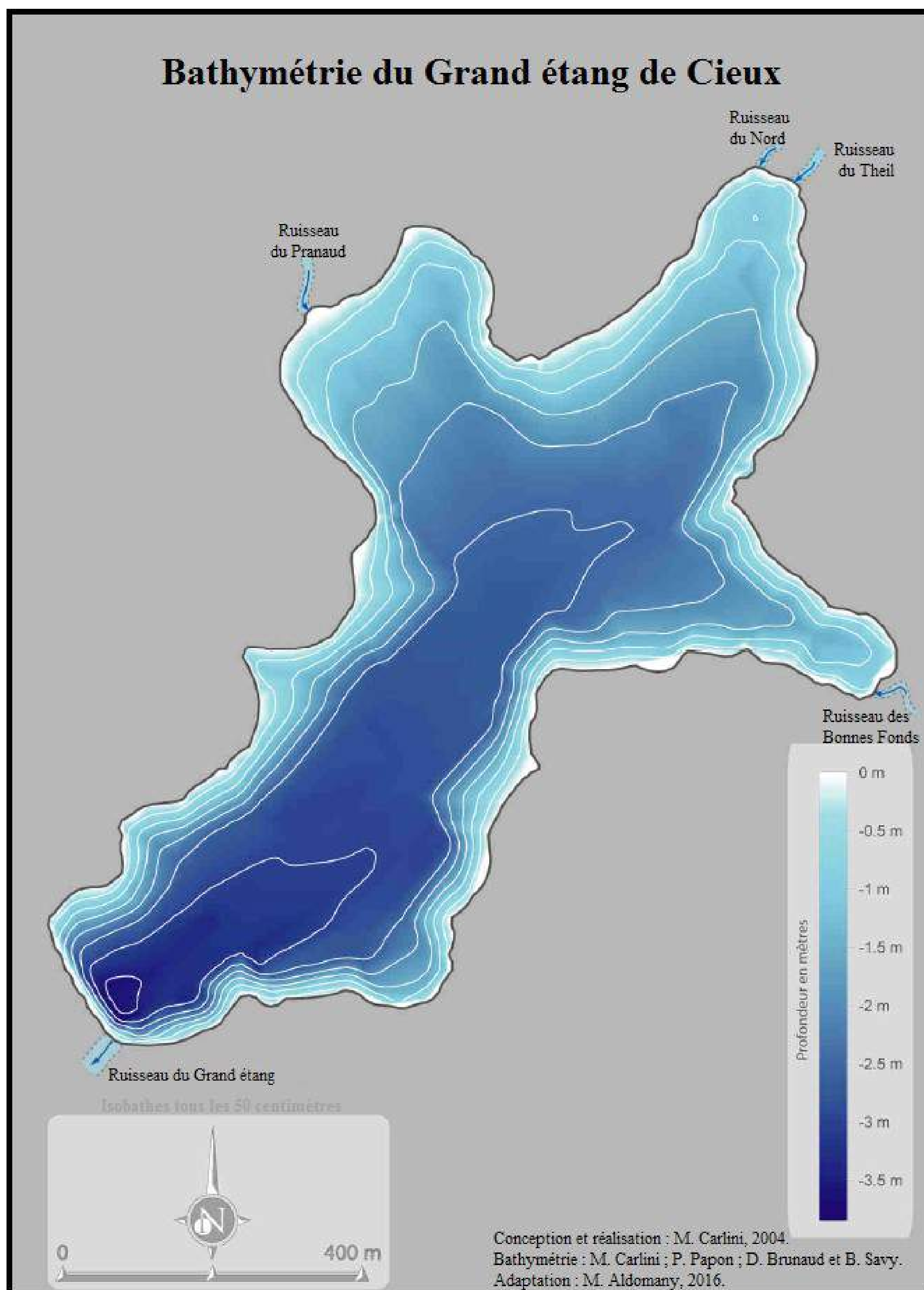


Figure. 13 *: De l'apparition de l'étang de Cieux à sa morphologie actuelle.*
Source : M. Carlini, 2006, p. 146.



Carte. 9 *: La bathymétrie de l'étang de Cieux. Source : M. Carlini, 2006, p. 151.*

Le bassin du Grand étang de Cieux (voir le Figure. 14), qui draine 1222 ha, est lui-même hérissé de multiples digues retenant des étangs plus petits sur les affluents pérennes qui l'alimentent. Ce bassin à forte dénivellation (pour le Limousin), allant de 514 m sur la ligne de crête des monts de Blond à 290 m à la surface de l'étang. L'émissaire de l'étang de Cieux, de rang 4, s'appelle ruisseau du Grand étang sur 3800 m, du déversoir au confluent avec le Thivirou, puis il prend le nom de Vergogne. Au total, l'émissaire du Grand étang se jette dans la Glane.

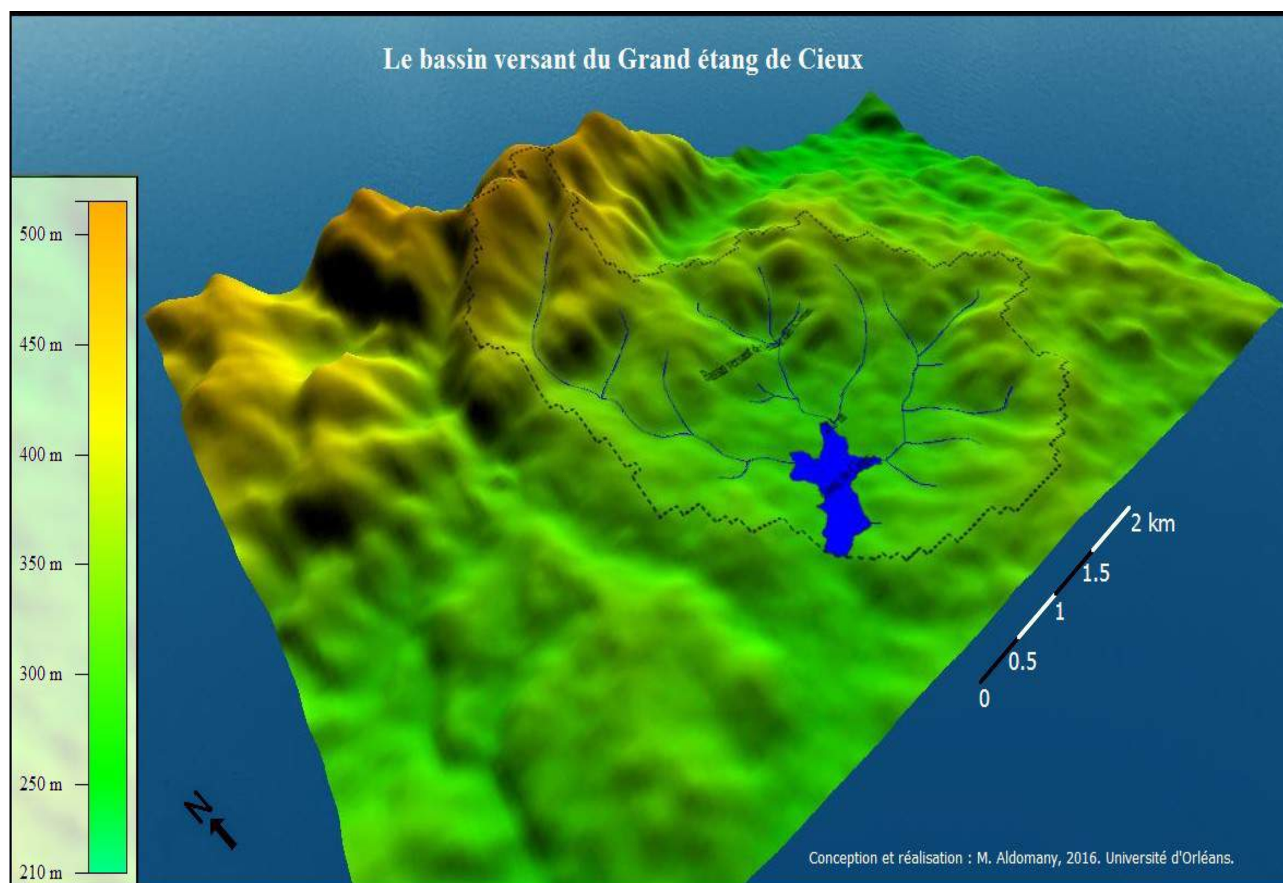


Figure. 14 : *Bassin d'alimentation du Grand étang de Cieux.*

3.3.4- L'étang des Landes (étang-lac pelliculaire)

Situé dans le bassin de Gouzon, à l'est de la Creuse, l'étang des Landes s'étale sur 102 hectares à sa cote maximale et pas moins de 89 hectares aux eaux moyennes ; la différence énorme de superficie due au marnage tient à la morphologie très plane de la région. Plus grand étang abordé dans cette étude, il ne s'agit en effet que d'une mince pellicule d'eau, posée à 378 mètres d'altitude, ne dépassant pas 1,93 mètres de profondeur aux eaux moyennes. Le bassin d'alimentation, particulièrement complexe à définir sans se rendre sur place couvre 28,4 km² et culmine à 480 mètres (Figure. 15). L'étang des Landes est alimenté par deux affluents : le ruisseau de l'Ermite et celui de la Grande Chaume. Il prend place sur un terrain sédimentaire composé de formations tertiaires mises en place à partir de la subsidence du bassin de Gouzon au début de l'éocène. Les précipitations sont ici parmi les plus faibles du Limousin, avec 815 mm à Gouzon où une influence semi continentale due à un climat d'abri se fait sentir.

3.3.5- *L'étang de la Pouge (étang-lac profond)*

L'étang de la Pouge prend place sur les bas plateaux occidentaux du haut Limousin. Il se situe sur un substrat granitique à 252 mètres au dessus du niveau de la mer. Il reçoit 900 mm par an comme précipitations. Sa superficie est de 32,2 hectares. Le bassin d'alimentation, de forme triangulaire encadré par la Tardoire, la Gorre et la Graine, couvre 31,53 km² et atteint 373,3 mètres (voire la figure. 16). L'étang compte trois affluents, mais la domination du ruisseau le Gorret est très nette. Il en découle une morphologie allongée d'étang de vallée encaissée, avec une profondeur maximale importante de 5,98 mètres à la verticale de la prise d'eau profonde du moine par laquelle les eaux retournent au Gorret.

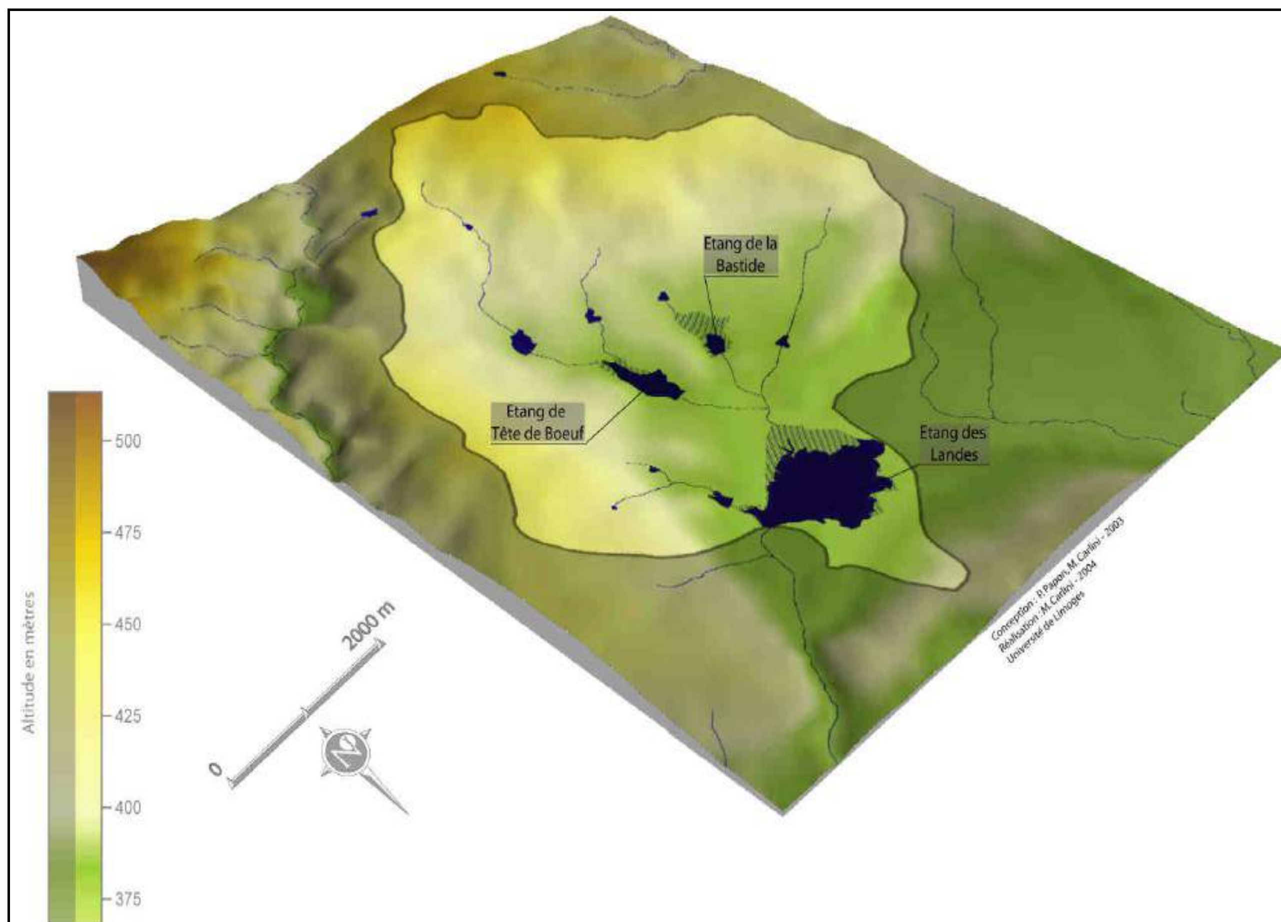


Figure. 15 *: Le bassin versant de l'étang des Landes. Source : M. Carlini, 2006, p. 64.*

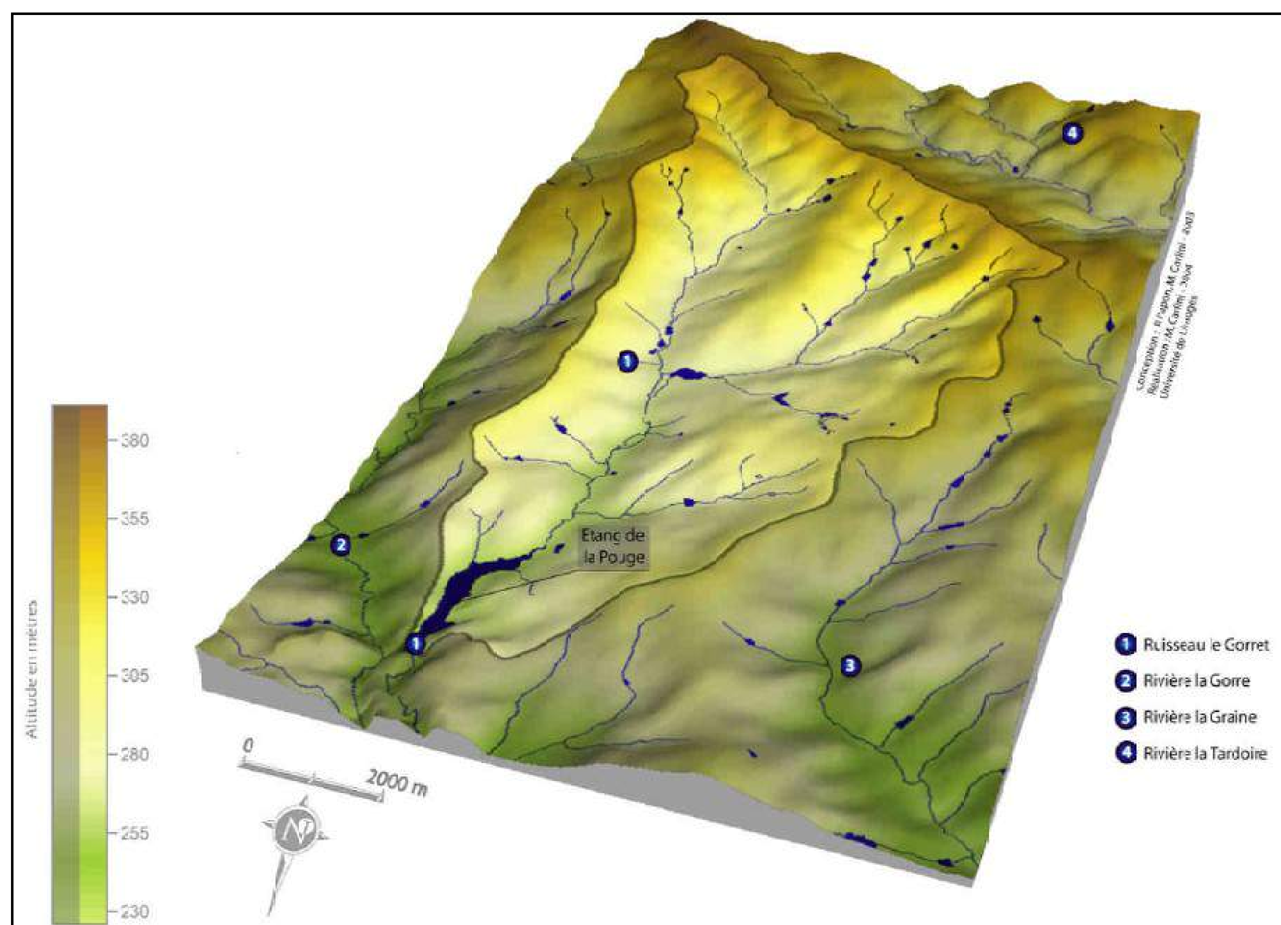


Figure. 16 *: Le bassin d'alimentation de l'étang de la Pouge. Source : M. Carlini, 2006, p. 62.*

3.3.6- *L'étang des Oussines (étang-lac peu profond)*

Sur le plateau de Millevaches, au coeur de la montagne limousine sur un substrat évidemment granitique, l'étang des Oussines déverse ses eaux à 836 mètres d'altitude et son bassin d'alimentation de 21,9 km² compte le deuxième sommet du Limousin comme point culminant, le Puy Pendu avec 973 mètres. Cet étang est le plus haut du Limousin sur cours d'eau, et quel cours d'eau puisqu'il s'agit de la Vézère, proche de sa source certes, mais qui marque fortement cet étang de 14,7 hectares en étant son seul affluent et en recevant une pluviométrie moyenne de 1400mm (Figure. 17). La profondeur maximale est de 2,4 mètres, ce qui peut sembler faible au regard du relief environnant, mais la sédimentation compte pour beaucoup dans ce chiffre. Deux déversoirs de surface restituent les eaux de la Vézère en aval.

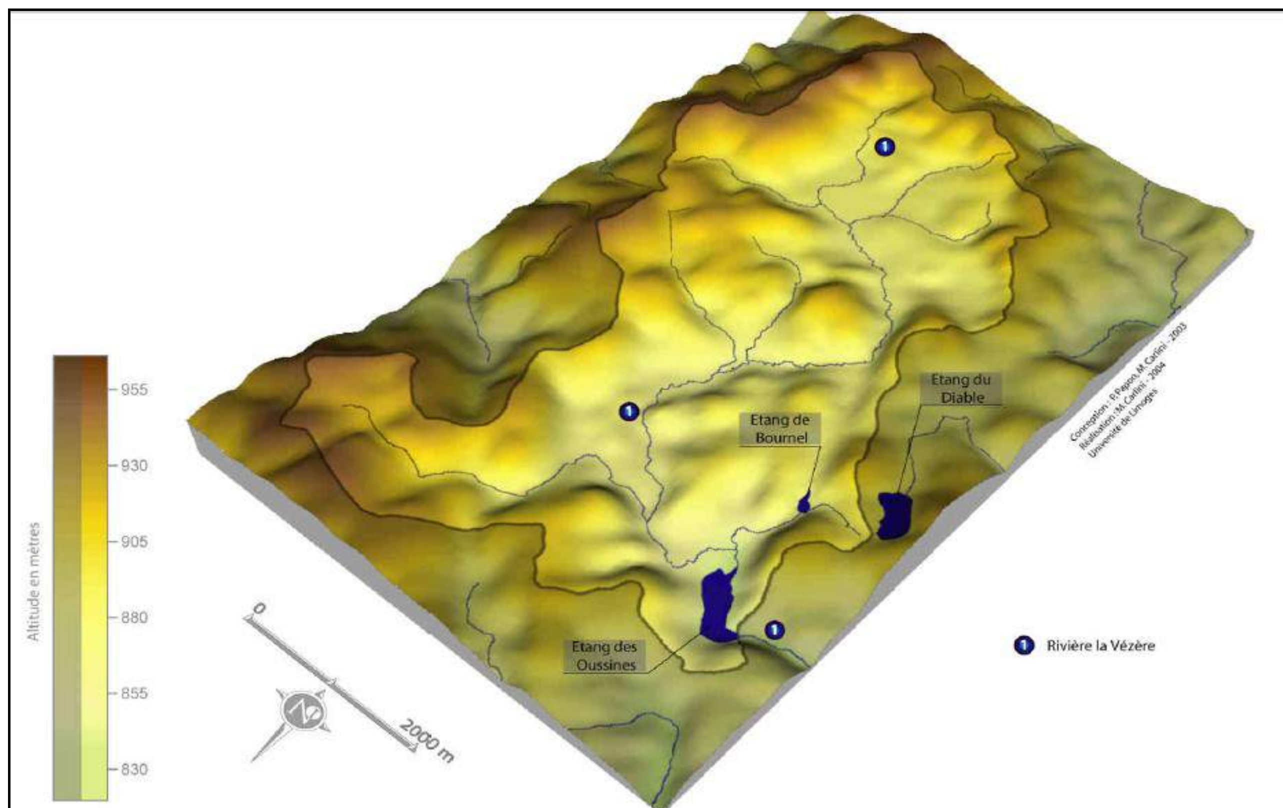


Figure. 17 *: Le bassin d'alimentation de l'étang des Oussines. Source : M. Carlini, 2006, p. 66.*

3.3.7- *Le Lac de Saint Pardoux (Lac profond)*

Grâce aux données chevauchantes sur la température de l'eau de deux types différents de plans d'eau situés à moins de 20 kilomètres l'un de l'autre, nous avons décidé de calculer l'évaporation du lac de Saint Pardoux. Bien que ce plan d'eau ne soit pas du tout un étang, ni pelliculaire, ni profond, car sa profondeur et même sa superficie dépassent celle d'un étang, nous pensons qu'il sera utile de comparer l'évaporation de ce lac avec l'évaporation du Grand étang de Cieux.

Situé dans le bassin de la Couze sur un substrat granitique, le lac de Saint Pardoux s'étale sur 330 hectares à 359 mètres au dessus du niveau de la mer. Son bassin d'alimentation, de forme allongée de l'est vers l'ouest, couvre 77,764 km², et atteint 704 mètres (voire la figure. 18). Son bassin versant reçoit en moyenne 1100 mm de précipitations par an. Nous n'avons pas un chiffre précis sur la profondeur moyenne du lac, mais en sachant que le volume d'eau stocké dans ce lac est estimé à 22 millions de m^3, nous pouvons estimer sa profondeur moyenne à 6,67 mètres. Sa profondeur

maximale dépasse sûrement 14 mètres, car nous avons été fournis par L. Touchart de données sur la température de l'eau prises à 14 mètres de profondeur.

Le lac de Saint Pardoux est alimenté par deux affluents : le ruisseau de Ritord et la Couze. En amont du lac, il existe plusieurs étangs dont les plus importants sont ceux de Pièrre Millier et de Gouillet.

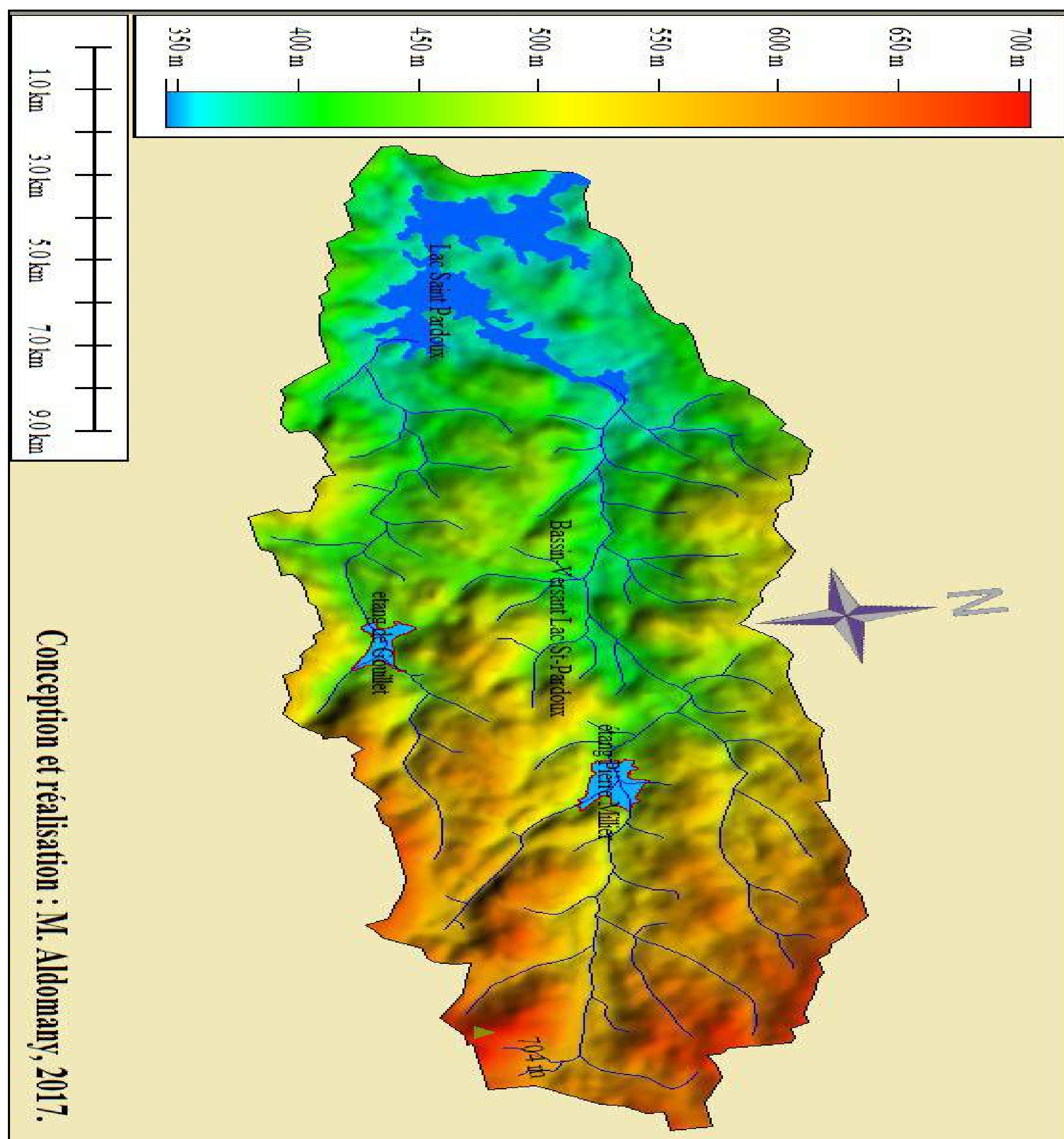


Figure. 18 *: Le bassin d'alimentation du lac de Saint Pardoux*

Comme nous avons vu, cette partie de la thèse a été consacrée à présenter nos terrains d'étude et les régions où ils se trouvent. Nous avons tout d'abord commencé avec la présentation climatique qui a montré l'évolution des différentes variables climatiques pendant les quarante dernières années, donné une idée sur les scénarios prévus d'évolution du climat dans les années à venir et précisé où se trouvent nos deux années de mesures directes sur le terrain par rapport à la période climatique actuelle.

Ensuite, nous avons présenté les régions d'étude morphologiquement et géologiquement. Nous avons focalisé dans cette partie sur le département de la Haute-Vienne qui contient deux de nos étangs d'étude et la Grande Brenne ou la Brenne des étangs qui contient notre troisième étang.

Nous avons fini cette partie par la présentation des étangs qui sont représentatifs de trois grands types d'étangs existant au Centre-Ouest de la France, dont les étangs limousins encaissés (les étangs profonds), les étangs pelliculaires de la Brenne et les étangs-lacs.

Les résultats de cette recherche scientifique qui a été basée sur des mesures quotidiennes sur les terrains d'étude peuvent être généralisés à d'autres régions d'étangs en France[(1)]. Par exemple les résultats de l'étang pelliculaire de Cistude peuvent être représentatifs de la majorité des étangs des Dombes, de la Brenne, de la Sologne, de la Woëvre et de la Bresse bressane. Ceux de l'étang de Château peuvent être représentatifs de la plupart des étangs du Limousin, mais aussi de la Vôge, du Sundgau, du Massif Armoricain, du Pays de Bitche..., soit à l'arrivée la très grande majorité des régions d'étangs français.

(1) À l'exception des étangs du nord de la France et ceux-ci de la partie méditerranéenne où les conditions climatiques sont différentes la généralisation des résultats de notre recherche peut être acceptable.

PARTIE II

PRÉSENTATION MÉTHODOLOGIQUE des INSTRUMENTS, des FORMULES MATHÉMATIQUES et des DIFFÉRENTS FACTEURS AFFECTÉES À L'ÉVAPORATION

Chapitre 1 : Une méthodologie adaptée à l'étude des différents éléments du bilan hydrologique sur le terrain

Chapitre 2 : Les formules mathématiques utilisées pour calculer l'évaporation en utilisant des données météorologiques

Chapitre 3 : Les différents facteurs influençant le processus d'évaporation et d'évapotranspiration

CHAPITRE I

1 - UNE MÉTHODOLOGIE ADAPTÉE À L'ÉTUDE DES DIFFÉRENTS ÉLÉMENTS DU BILAN HYDROLOGIQUE SUR LE TERRAIN

En face de l'importante incertitude des méthodes qui reposent sur des données collectées très loin du terrain d'étude, de la marge d'erreur qui ne peut pas être négligeable pour les mesures hebdomadaires ou mensuelles, des coûts élevés, voire très élevés, de certaines méthodes et afin d'atteindre les objectifs principaux de cette recherche en répondant de façon scientifique aux questions concernant de cette recherche, il nous fallait mettre en place un protocole d'étude adapté. Ce protocole repose sur un relevé quotidien des mesures et des données prises par des instruments de précision et pas très chères. Cette partie va donc être consacrée à présenter la méthodologie que nous avons suivie pour établir cette étude.

1.1 - Les instruments utilisés pour mesurer la température de l'eau

Il semble que, longtemps après l'invention du thermomètre, il n'y ait eu aucune mesure de température de l'eau en Limousin en particulier et dans la région de Centre-Ouest de la France en général. A la fin du XVIII e siècle, les notes de Jacques Joseph Juge de Saint Martin relatèrent quelques phénomènes de prise en glace des cours d'eau, par exemple lors du terrible hiver 1788-1789, pendant lequel « la glace avait sur toute la Vienne vingt-huit à trente pouces d'épaisseur. Les ruisseaux, arrêtés dans leur cours » (Juge de Saint Martin, cité par Galliot, 1999, p. 25). En 1885, lors de la construction de l'Observatoire météorologique de Limoges, un thermomètre fut installé au fond d'un puits ne tarissant point (Galliot, 1999, p. 59), donnant ainsi la température de l'air influencée par celle de l'eau de la nappe.

Pendant la seconde moitié du XX e siècle, quelques mesures ponctuelles de température de l'eau virent le jour, pour des raisons touristiques et industrielles. Les données scientifiques les plus fréquentes sont les températures qui accompagnent les suivis de qualité d'eau. Mais les mesures en continu sur un certain laps de temps sont beaucoup plus rares. Selon L.Touchart (2001), le CEMAGREF de Bordeaux fut, en Limousin, le premier à lancer une campagne de ce type, en 1987 et 1988. il s'agissait de prendre la température de l'eau en amont, en aval et à l'intérieur de trois étangs Creusois. La campagne a duré pendant vingt semaines, du 2 juin au 6 octobre 1987 et pendant l'été de 1988. En 1989, le SRAE Limousin a enregistré pendant un mois et demi les températures de l'un des étangs de Masgrangeas, au nord du lac de Vassivière. Deux thermographes ont fonctionné à cet effet, l'un en surface, l'autre à 1 m de profondeur, du 3 août au 30 septembre 1989, avant d'être mis hors d'usage par un acte de vandalisme (Gisclard, 1990 cité par Touchart, 2001).

La première étude qui a pris en compte, d'une manière synoptique, plusieurs portions du Limousin et des régions limitrophes en même temps, plusieurs cours d'eau, plans d'eau, longueurs de segment, tranches d'eau, en continu, sur plusieurs années est l'étude effectuée par L. Touchart (2001). Plus tard, plusieurs études ont été réalisées par les doctorants de L. Touchart, disposant des données continues sur la température de l'eau comme celle de C. Millot (2015) et l'étude de B. Savy (2006).

Parce que la température de l'eau joue un rôle très important dans le processus d'évaporation, nous avons donc utilisé les mêmes thermomètres que ceux utilisés par L. Touchart et ses doctorants afin d'obtenir des données fiables, représentatives et s’échelonnant sur une longue période sur la température de l'eau.

Les thermomètres subaquatiques

Tous les thermomètres utilisés dans cette recherche se rejoignent par leur précision, donnée par le constructeur, tournant autour du dixième de degré. Ces thermomètres sont aussi adaptés à une étude en terrain vierge, où les connaissances étaient jusqu'alors réduites, et à la recherche d'écarts significatifs, ceux-là même qui sont susceptibles de modifier les comportements biologiques des organismes vivants.



Photo 4 *: Le thermomètre subaquatique*
Source : Internet.

Tous les thermomètres dont nous disposons nous ont été fournis par L. Touchart. Ils sont tous des enregistreurs miniatures, protégés par un boîtier de type « IP-68 », résistant aux chocs et étanche jusqu'à 15 mètres de profondeur. Les enregistreurs sont des *Tinytag Data Loggers,* qui peuvent enregistrer jusqu'à 7900 données et même 16000 données pour les plus récents. La sonde est interne pour tous nos thermomètres, le temps de réponse est de 8 secondes. La dimension du boîtier est de 78 x 50 x 34 mm. Les thermomètres sont très légers, puisqu'ils pèsent entre120 et 160 grammes (Photo. 4).

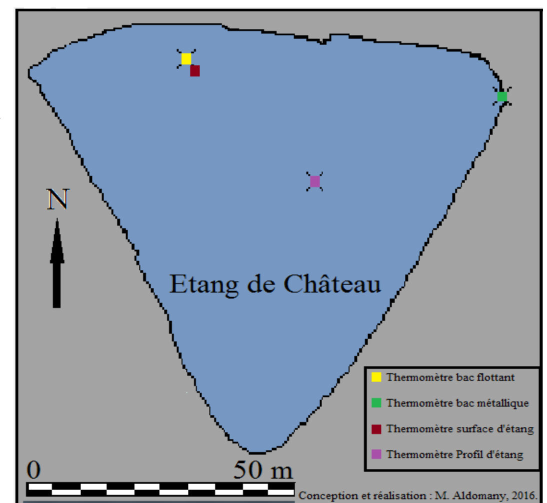


Figure. 19 *: La localisation des thermomètres à l'étang de Château.*
Réalisation : M. Aldomany, 2016

La résolution (*sensibility*) de tous les thermomètres est de 0°1 (un dixième de degré). Leur précision (*accuracy*) est de 0°2 entre 0 et 85 °C. Elle tombe à 0°4 entre 0 et moins 40 °C, mais les températures négatives ne concernent pas les eaux douces à de faibles pressions, cas de la totalité de nos mesures. Un test de la précision de ces thermomètres effectuée par L. Touchart montre que la précision moyenne est égale à 0,37 °C (Touchart et Bartout, 2010). L'autonomie énergétique de ces thermomètres est assurée par des piles au lithium qui leur permet d'enregistrer la température de l'eau pour une durée d'un an sans besoin de changer les piles.

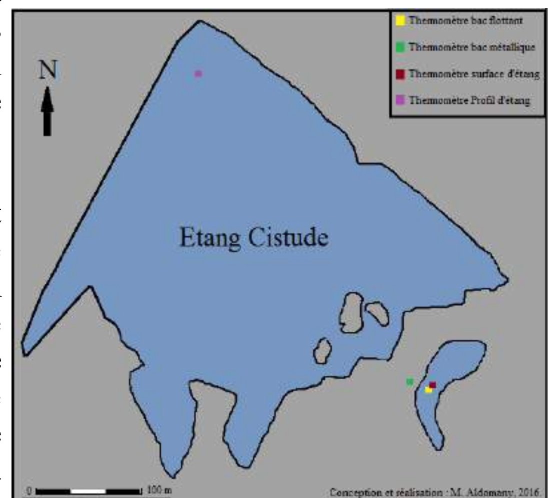


Figure. 20 *: La localisation des thermomètres à l'étang Cistude.*
Réalisation : M. Aldomany, 2016

Les cinq thermomètres dont nous disposons sont installés un au centre du bac flottant à 15 cm de profondeur (bouton jaune sur les figures 19 et 20), un deuxième a été mis dans un bac métallique à la surface exacte de l'eau, pendant notre première année de recherche, et à 15 cm de profondeur pendant notre deuxième année de recherche (bouton vert), un troisième thermomètre a été installé à un mètre du bac flottant et à la surface exacte de l'étang, pendant notre première année de recherche et à 15 cm de profondeur pendant la deuxième (bouton marron). Le but de ces trois thermomètres est d'obtenir des données précises et continues sur la température de l'eau dans les deux bacs utilisés pour mesurer l'évaporation et la température de l'étang pour la même période afin de connaître l'influence de chaque bac sur la température de l'eau qu'il contient. Les deux thermomètres qui restent (bouton violet) sont fixés à une chaîne galvanisée en six, qui, par son propre poids, assure la verticalité. Sa très grande longueur

lui permet, à sa base, de fonctionner comme un corps mort, sans être difficile à remonter. La chaîne est elle-même accrochée par une manille à une bouée de balisage sphérique, de 25 cm de diamètre, 39 cm de hauteur totale, 9,5 Kg de flottabilité totale et 3,5 Kg de flottabilité utile. Les thermomètres sont directement cadenassés à la chaîne, par un arceau métallique et un système de fermeture à serrure. Ces deux thermomètres sont fixés à 150 et 210 cm (fond d'étang) pour notre premier terrain d'étude (étang Cistude en Brenne) et à 175 et 310 cm de profondeur pour notre deuxième terrain d'étude (étang de Château en Limousin).

Malgré les multiples précautions prises, il ne faut pas cacher l'importance des risques de perte de données. Les données du thermomètre installé au fond de l'étang Cistude sont totalement perdues parce que l'eau s'est infiltrée à l'intérieur du boîtier. Le petit sachet destiné à pomper l'humidité à côté de la sonde interne s'étant révélé insuffisant, l'appareil a été définitivement endommagé. Une partie des données du thermomètre qui a été mis dans le bac métallique est perdue aussi.

À l'aide d'un cordon de déchargement relié aux thermomètres enregistreurs et un logiciel spécifique qui s'appelle *Tinytag* qui fonctionne normalement sous *Windows*, nous arrivons à décharger les données des thermomètres et en suite exporter ces données sous format « texte » et « excel ».

À la tête d'environ 97 000 données sur la température horaire de l'eau, l'ordinateur était indispensable pour organiser et traiter cette grande masse d'information. Nous avons utilisé le logiciel « excel » pour traiter toutes les données de température de l'eau ainsi que toutes les autres données météorologiques.

1.2 - Les stations météorologiques utilisées pour mesurer les paramètres climatiques

Pour établir un bilan hydrologique fiable et représentatif du terrain d'étude, l'installation d'une station météorologique automatique sur le même terrain d'étude était indispensable pour éviter toutes les modifications que nous devons prendre en considération lorsque nous travaillons avec des données météorologiques venant d'une station de Météo-France située loin de notre terrain d'étude. Pour cette raison et afin d'obtenir des données météorologiques les plus représentatives du fonctionnement climatique opérant sur les étangs étudiés, la première chose que nous avons faite était d'installer une station météorologique au bord des étangs étudiés. Nous avons ainsi deux années complètes de données météorologiques prises *in situ*.

À l'étang Cistude en Brenne, grâce à l'accord des responsables de la Réserve Naturelle de Chérine, nous l'avons placée à moins de trente mètres de la rive Sud-Est du plan d'eau. Mais, nous n'étions pas totalement libre de choisir l'endroit parfait pour installer la station parce qu'il ne fallait pas la mettre dans un lieu où nous dérangions les oiseaux. Le seul obstacle végétal proche de la station était une ligne d'arbres à feuilles caduques d'environ 6 mètres de hauteur situé à 15 mètres vers le Nord de notre station. Cet obstacle pouvait s'avérer être un frein au vent, notamment au vent de Nord et de Nord-Est. Or, étant donné que le vent de Nord n'est pas dominant au printemps et en été et que, en hiver, la saison pendant laquelle le vent du Nord devient plus notable, les arbres de cet obstacle perdent leur feuilles, la capacité de ces arbres à freiner la vitesse du vent devient faible. Donc, cet obstacle ne perturbe pas la précision des valeurs enregistrées par cette station(1).

À l'étang de Château en Limousin, après avoir eu l'autorisation de M. Douché, propriétaire de l'étang, nous avons été libres de choisir le meilleur endroit pour placer notre station, donc nous l'avons installée à 1,5 mètre au-dessus de la surface de l'étang dans le coin Nord-Est de l'étang, cette

(1) Surtout après avoir su que le climatologue connue Gérard Beltrando a donné son accord pour la position d'autre station de même type qui était installée à 10 mètres de cette station.

place étant bien ouverte, sans obstacle qui pourrait affecter la vitesse du vent ou les autres paramètres climatiques.

Pendant notre étude actuelle, nous avons utilisé différentes catégories de stations météorologiques automatiques qui nous ont fourni toutes les données météorologiques qui sont indispensables pour réaliser cette recherche.

1.2.1 - *La station météorologique Vantage Pro2 version sans fil*[(2)]

Cette station a été installée à l'étang Cistude dans la Réserve Naturelle de Chérine en Brenne. C'est une station automatique de la famille de stations *Davis.* Cette station est considérée comme une version avancée par rapport aux stations précédentes parce qu'elle comporte un capteur de rayonnement solaire et un capteur UV en plus de tout le matériel météo standard existant dans les stations précédentes comme le capteur de température, le capteur d'humidité, le collecteur de pluie et l'anémomètre. Elle se compose de deux éléments principaux : l'ensemble de capteurs intégrés (*Integrated Sensor Suite* ISS) et un récepteur *Envoy* dont nous détaillerons ultérieurement le fonctionnement.

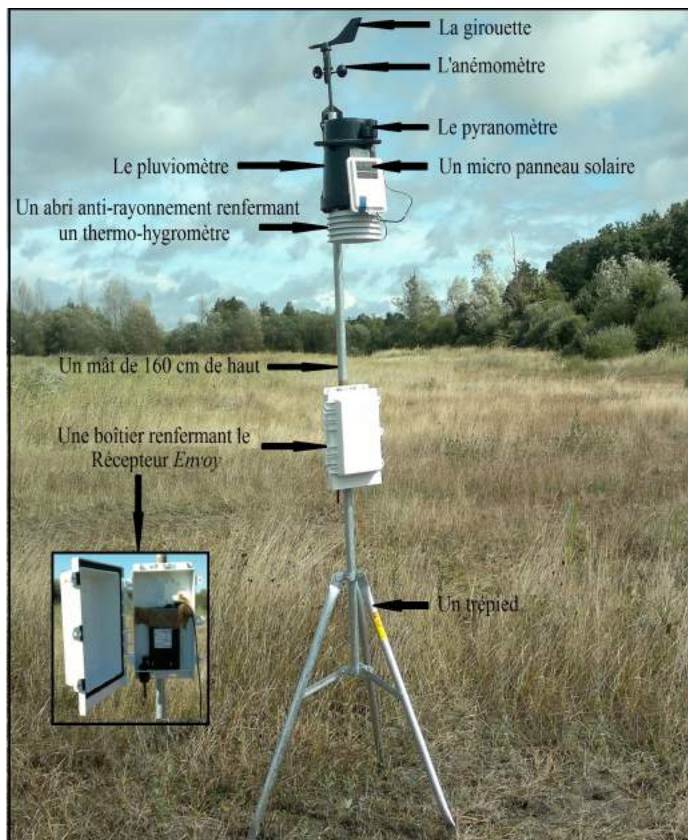


***Photo 5** : La station Vantage Pro2.*
Cliché : M. Aldomany, 2013.

La station météorologique *Vantage Pro2* avec tous ses capteurs miniaturisés (le pluviomètre, le capteur de température et d'humidité, l'anémomètre, la girouette, le pyranomètre et le baromètre) permet d'obtenir dix neuf types de données, issues directement des mesures ou recalculées à partir de ces dernières. Certains calculs ont besoin de capteurs supplémentaires qui peuvent être ajoutés comme le pyranomètre, le capteur de rayonnement UV, le capteur d'humidité du sol et celui d'humidité des feuilles.

Tous les capteurs sont montés sur un mât. Cette tubulure en acier, de 160 cm de haut, est elle-même emboîtée dans un trépied, ce dernier facilitant l'emprise au sol et la stabilité de l'ensemble (Photo. 5).

(2) Les données de cette station desservant aussi la thèse d'Abdelhamid Azaroual.

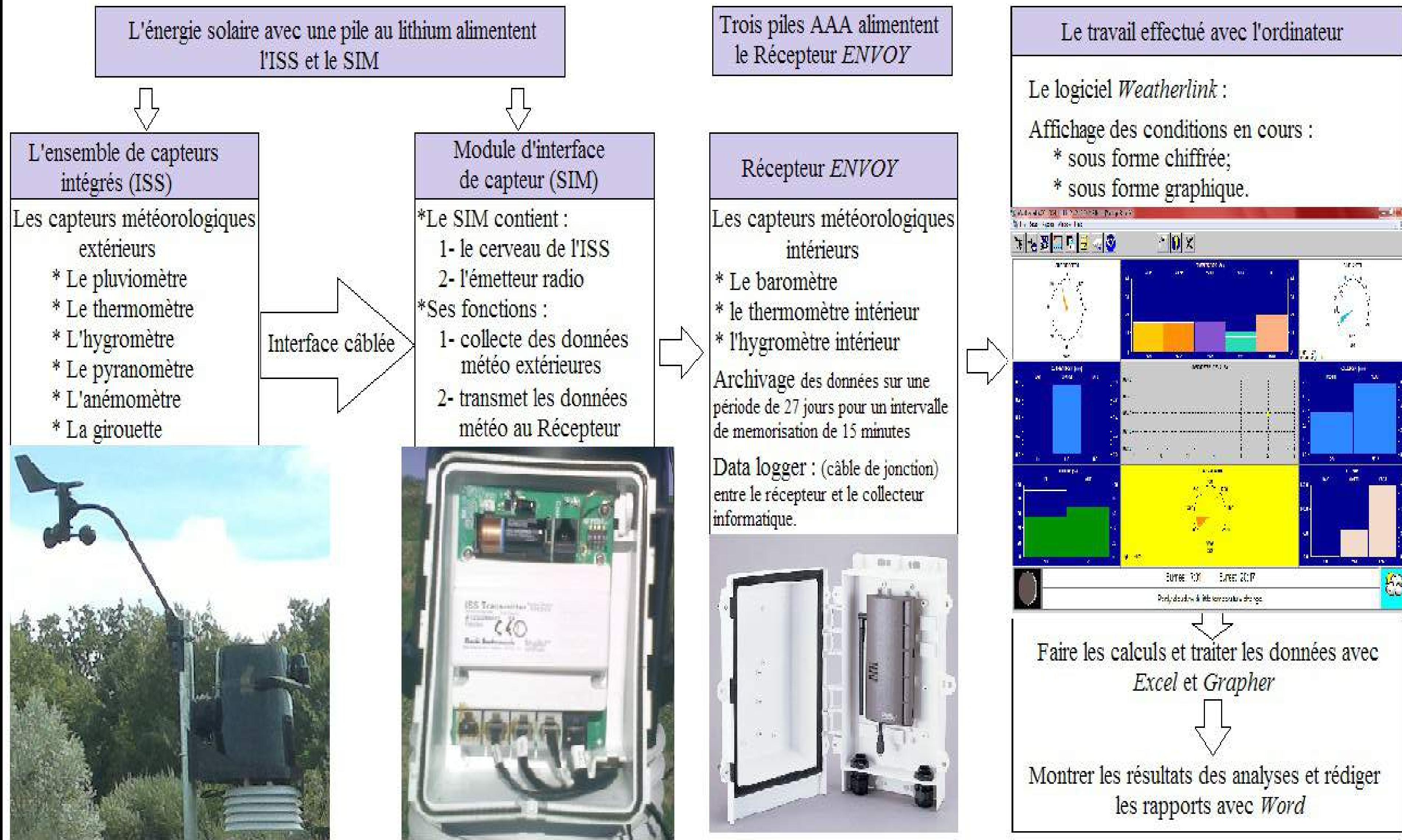


Figure. 21

Conception et réalisation : M. Aldomany, département de géographie, Université d'Orléans, 2016.

1.2.1.1 - L'ensemble de capteurs intégrés ou l'ISS

L'ISS collecte des données météo extérieures (la température de l'air, l'humidité relative, la vitesse et la direction du vent, les précipitations et le rayonnement solaire) et les transmet au Récepteur *Envoy* par le biais d'une radio faible puissance. Cet ISS est alimenté par l'énergie solaire et il contient une pile au lithium qui alimente la station pendant la nuit et les journées de très faible insolation. L'ISS se divise en trois parties :

1- un ensemble pluviomètre, abri anti-rayonnement passif renfermant un thermo-hygromètre ;

2- un anémomètre et une girouette sur son bras.

3- un pyranomètre

1.2.1.1.1 - Le pluviomètre à augets basculeurs

Les précipitations sont les produits liquides et solides qui résultent de la condensation de la vapeur d'eau et qui tombent des nuages ou passent directement de l'air au sol où ils se déposent sous forme de pluie, grêle, neige, rosée, givre, gelée blanche ou brume.

Le pluviomètre de la station Vantage Pro2 est un pluviomètre auto-vidant à augets basculeurs. « Ce type de pluviomètre est le plus répandu des appareils enregistreurs dans les stations météorologiques automatiques » (Aldomany, 2013, p. 43). Ce pluviomètre est conçu pour répondre aux directives de l'Organisation Météorologique Mondiale (O.M.M)[1].

Le dispositif est constitué de deux augets de section triangulaire, accolés par l'un de leur côté. Ils peuvent prendre deux positions de repos symétriques sur des butées réglables de sorte que l'un d'eux se situe juste en-dessous du tube d'écoulement du réceptacle conique, dont la paroi interne fortement inclinée (> à 70%) est suffisamment haute pour empêcher tout rejaillissement des gouttes de pluies. Alternativement, les augets se remplissent progressivement grâce à leur section triangulaire puis basculent et se vident. Chaque basculement entraîne un petit aimant qui passe en face d'un interrupteur à lames souples et ferme un contact.



***Photo 6**. Les deux augets du pluviomètre. Cliché : M. Aldomany 2013.*

Le pluviomètre a été fixé sur le mât à deux mètres du sol. L'eau collectée peut ainsi s'écouler librement sans fausser la mesure. La marge d'erreur est estimée à 4% par le constructeur.

Pour conserver une excellente précision, toutes les recommandations d'installation ont été rigoureusement suivies. Il est placé à l'écart des arbres pour éviter son encombrement par des feuilles, du pollen ou des débris.

Le pluviomètre à augets basculeurs utilisé pour cette étude possède une précision de 0,2 mm. Cette précision de 0,2 mm est mieux que « la plupart des pluviomètres dont la précision n'est que 0,5 mm » (Nion, 2002 cité par Brunaud, 2007, p. 80). Ce capteur est l'un des plus importants de la station parce que les mesures quotidiennes des précipitations étaient indispensables pour mesurer l'évaporation avec les bacs évaporatoires car les mesures d'évaporation pendant les jours pluvieux

(1) Catalogue Davis Instruments, p. 14. http://www.davis-meteo.com/PDF/Davis_catalogue_2010.pdf

sont calculées par la différence entre les valeurs obtenues avec ces bacs et les précipitations.

1.2.1.1.2 - Le thermo-hygromètre

Parmi toutes les méthodes et les équations mathématiques existant dans la littérature scientifique pour calculer l'évaporation en utilisant des données météorologiques, il n'existe aucune méthode qui n'utilise pas, au moins, la température de l'air ou l'humidité relative. Pour cela, des données continues et précises sur ces deux paramètres météorologiques étaient très importantes pour réaliser cette recherche.

La station *Vantage Pro2*, comme toutes les stations de la famille de *Davis*, est équipée d'un thermomètre et d'un hygromètre pour mesurer ces variables.

Ces capteurs sont situés au centre d'un abri, de couleur blanche a albédo de près de 90%, et ainsi protégés du rayonnement solaire passif et des autres sources de rayonnements direct et indirect. L'abri se compose de cinq plateaux, joints par des vis, entre lesquels l'air circule librement.

Le thermomètre est capable à mesurer la température de l'air entre -45°C et +60°C avec une précision de 0,1 °C.

Au même endroit que cette sonde de températures est placé un hygromètre qui *exprime l'humidité relative de l'air, en %. la précision étant de 3%.*

La station est programmée à prendre une mesure de différents paramètres météorologiques une fois par 30 secondes. Ensuite, elle enregistre la valeur moyenne de toutes les mesures prises pendant un intervalle qui dépend du choix de l'utilisateur. L'intervalle que nous avons choisi pour cette station était 15 minutes(1). Avec des moyennes journalières des différents paramètres météorologiques, calculées en utilisant 96 mesures, nous sommes arrivés à obtenir des données très précises et en même temps représentatives du terrain d'étude.

1.2.1.1.3 - L'anémomètre-girouette

La deuxième partie d'ISS est l'anémomètre et son bras qui est livré partiellement assemblé avec la girouette. Il s'agit d'un anémomètre en polycarbonate, il se compose de trois coupelles hémisphériques aérodynamiques, fixées sur un piton rotatif sous la girouette. Ce sont de grandes coupelles qui sont sensibles aux faibles vitesses.

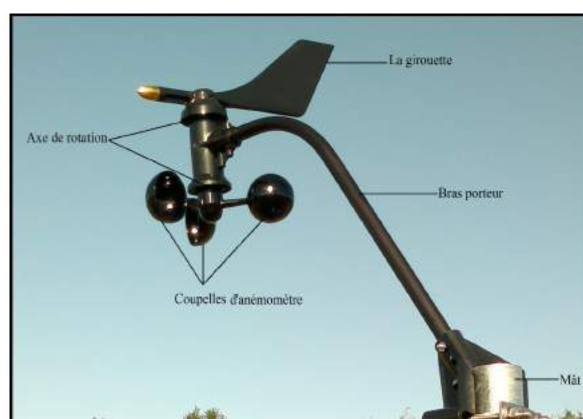


***Photo** 7 : l'anémomètre-girouette.*
Cliché : M. Aldomany, 2013.

L'anémomètre de la station *Vantage Pro2* est conçu pour mesurer la vitesse du vent entre 0,4 m/s et 63 m/s (soit 226,8 km/heure). La vitesse du vent est généralement exprimée en mètres par seconde, parfois en nœuds, en miles ou en kilomètres par heure. À cause de ses fluctuations aléatoires, nous ne pouvons donc utiliser que la vitesse moyenne journalière du vent pour calculer l'évaporation en utilisant les différentes méthodes mathématiques.

---

(1) L'intervalle de 15 minutes a été choisi par l'autre chercheur qui bénéficie des données de cette station. Par contre, en ce qui concerne l'autre station qui était installée à l'étang de Château en Limousin, nous avons choisi l'intervalle de 30 minutes car 48 mesures par jour étaient suffisantes pour donner des moyennes journalières précises et cela nous permet à réduire le temps de traitement des donnée à la moitié.

La girouette est destinée à la mesure de la direction du vent, exprimée en degrés. Elle pivote sur un axe vertical à 360°.

Afin que nos mesures météorologiques soient les plus représentatives possible des étangs étudiés, nous avons installé l'anémomètre légèrement au-dessus de 2 mètres du sol, à 217 cm exactement du sol. Cette hauteur correspond bien avec la hauteur idéale proposée par H. Penman (1948) et L. Turc (1953) pour mesurer la vitesse du vent afin d'utiliser ces mesures pour calculer l'évaporation.

1.2.1.1.4 - le pyranomètre sortie 0...3 V

La totalité de la chaleur reçue à la surface de la Terre provient du rayonnement solaire direct et indirect. Pour cette raison, le rayonnement solaire est considéré comme le moteur fondamental de l'évaporation. Donc, des données continues sur ce paramètre météorologique étaient indispensables pour réaliser cette recherche.

La station *Vantage Pro2* a été fournie avec un pyranomètre(1). Ce capteur mesure la radiation globale et l'énergie solaire. L'éclairement énergétique est donné en Watts par mètre carré (W/m²). Le pyranomètre et son boîtier sont soigneusement conçus pour une réponse précise. Sa dimension est 51x70x57 mm et son poids 226 g. Le boîtier en deux pièces minimise l'élévation de température et assure le refroidissement par convection, empêche la stagnation d'eau ou de la poussière. Il est monté à côté du pluviomètre grâce a son support de montage.



Photo 8 *: Le pyranomètre sortie 0...3V.*
Cliché : M. Aldomany, 2016.

La photodiode au silicium fournit une bonne réponse dans le spectre de la lumière visible, de 400 à 1100 nm. Cette photodiode convertit la radiation incidente en un signal électrique 0...3 V. Sa plage de mesure allant de 0 à 1800 W/m².

Ce pyranomètre utilise un coefficient précis de température égal à 0,12% par °C. La température de référence est 25°C. Si cette dernière est inférieure à 25°C, il utilise le coefficient – 0,12%/°C. Par contre, si la température est supérieure à 25°C, il applique le coefficient + 0,12%/°C.

1.2.1.2 - *Le Module d'Interface de Capteur ou le SIM*

Les différents capteurs météorologiques de l'ISS sont reliés par câbles au SIM (Sensor Interface Module). Ce boîtier de jonction est placé à l'avant de l'abri anti-rayonnement dans un boîtier blanc avec un couvercle muni d'un panneau solaire. L'ensemble des capteurs, de l'ISS et le SIM est alimenté par l'énergie solaire produite par ce panneau photovoltaïque ainsi que par une pile au lithium qui alimente la station pendant la nuit et qui complète le panneau solaire pendant les jours de très faible insolation.

Le SIM contient le « cerveau » de l'ISS qui collecte des données météorologiques extérieures, depuis les capteurs de l'ISS, et les transmet au Récepteur *ENVOY* par radio au moyen de transmetteurs hertzients.

(1) Le pyranomètre a été fourni avec la station grâce à une demande effectuée par l'autre chercheur qui bénéficie des données de cette station.

1.2.1.3 - *Le récepteur "ENVOY"*

Parmi les différents composants de la station *Vantage Pro2*, le récepteur *ENVOY* est le plus important parce qu'il fonctionne comme un véritable ordinateur : non seulement, il enregistre les données météorologiques extérieures en provenance du SIM sur de longues périodes (ici, 27 jours pour un intervalle de mémorisation de 15 minutes), mais il calcule également d'autres données météorologiques (douze données, dont plusieurs d'entre elles sont indispensables pour notre recherche).

Le récepteur *ENVOY* comprend des capteurs météorologiques intérieurs comme un thermo-hygromètre qui mesure la température et l'humidité relative intérieur et un baromètre qui mesure les variations de la pression atmosphérique.

Le stockage des données est réalisé par le récepteur *Envoy* et son *data logger.* La capacité de l'enregistreur (Data Logger) à stocker des données varie entre un jour avec un pas échantillonnage d'une minute et 120 jours avec un pas de 2 heures. L'enregistreur de données est raccordé directement à l'ordinateur par le port USB qui permet, à l'aide du logiciel *WeatherLink,* de décharger les données.

1.2.1.4 - *Le logiciel "WeatherLink"*

1.2.1.4.1 - L'installation de la station avec le logiciel se fait en six étapes

1- sélection du modèle de station : Vantage Pro2

2- paramétrage des consignes d'importation et d'effacement des données : il n'y a eu aucune consigne donnée pour permettre une gestion plus souple.

3-sélection des unités de température (°C), de pression atmosphérique (hPa), de vitesse du vent (m/s) et de précipitations (mm).

4- réglage de l'heure et de la date afin que les données soient à jour.

5- choix de l'intervalle d'archivage : 1 min, 5 min, 10 min, 15 min, 30 min, 1 h ou 2h. Le pas de temps ici choisi est de 15 minutes ; cette sensibilité est suffisante pour obtenir une étude assez détaillée de l'évaporation.

6- réglage des alarmes. Pour la température ressentie au vent, seul le minimum est disponible ; pour la vitesse du vent, l'alarme ne peut être réglée que sur un maximum, puisque le minimum ne peut être inférieur à zéro ; l'alarme de la température de rosée est préréglée pour se déclencher dès que la température de l'air approche de moins de 1 °C ; pour la pression atmosphérique elle se déclenche selon l'importance de la variation (c'est à l'utilisateur de choisir la marge de variation au-delà de laquelle il souhaite être prévenu) ; pour tous les autres paramètres, les alarmes peuvent être réglées sur des minimas et des maximas. Aucune alarme n'a été nécessaire pour cette étude.

1.2.1.4.2 - L'archivage

La mémoire de l'enregistreur (*Data Logger*) contient toutes les données enregistrées depuis le dernier déchargement de la station (transmission des données vers le PC). Lors du déchargement de la mémoire, le logiciel trie instantanément les nouvelles données et les synchronise avec celles déjà archivées. Elles vont alors directement compléter les bases de données appropriées et sont classées par mois.

1.2.1.4.3 - L'affichage des données ou le bulletin

Lors de déchargement des données, le logiciel *WeatherLink* permet l'affichage instantané des données sous forme de bulletin. Ce bulletin permet une représentation graphique des données en temps réel.

Sur le bulletin suivant, pris le 24/10/2013 à 13h11 nous voyons les données des paramètres suivants (Figure. 22) :

- La température : dans l'histogramme qui représente les températures nous trouvons des données sur la température extérieure, la température intérieure, la température de point de rosée, la température ressentie au vent;

- L'humidité : le bulletin contient un histogramme qui représente l'humidité relative extérieure et intérieure;

- La vitesse du vent est affichée par un compteur, la précision de la vitesse arrive jusqu'à 0,1 m/s;

- La direction du vent est représentée par une boussole divisée en seize directions. Elle est indiquée en degrés;

- La pression atmosphérique est traduite par une courbe, qui décrit les variations depuis les dernières six heures;

- Les précipitations sont présentées sous la forme de deux histogrammes : l'un montre les précipitations cumulées pendant les dernières 24 heures, l'autre présente les précipitations cumulées pendant le mois actuel et l'année hydrologique actuelle.

- La radiation solaire est représentée en bas du bulletin. Elle est indiquée en W/m2

Dans le bulletin nous trouvons aussi des informations sur l'horaire de lever et de coucher du soleil, un histogramme montre l'évapotranspiration calculée à l'échelle journalière, mensuelle et annuelle, la situation prévue du temps pendant les prochaines 12 heures et la phase de la lune.

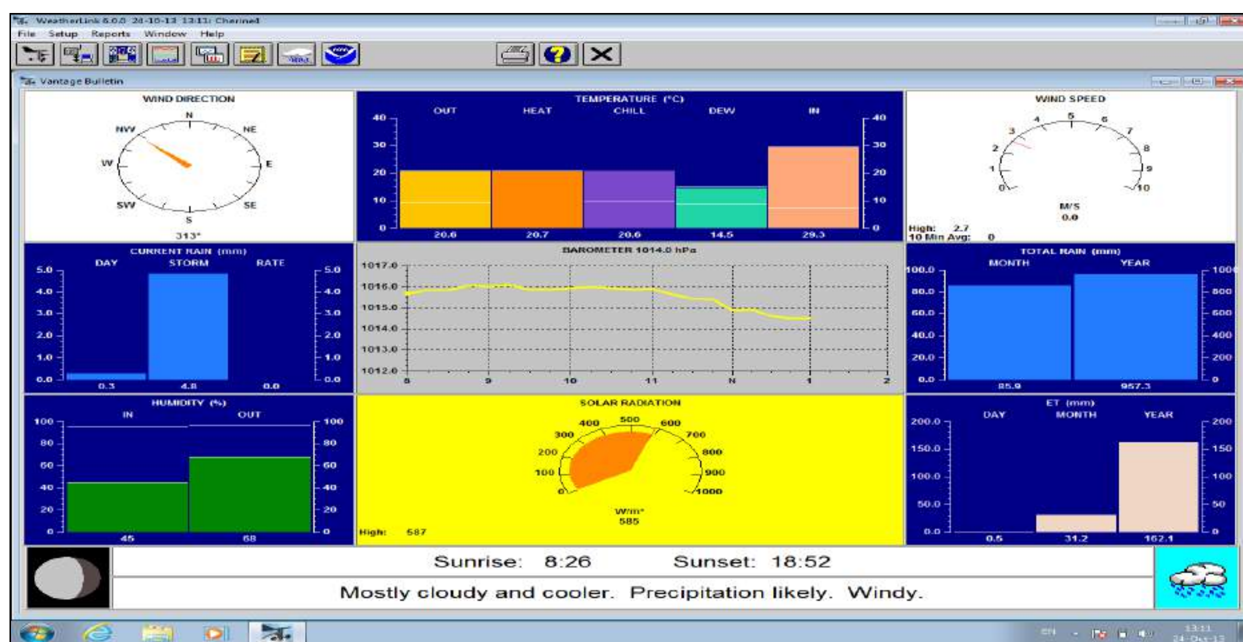


Figure. 22 *: Le bulletin de 24/10/2013 à 13h11.*

1.2.1.4.4 - Les graphiques et le traitement des données

Quatre graphiques, alignés les uns au-dessous des autres, peuvent permettre de représenter absolument toutes les données de la station (Figure. 23).



Figure. 23 *: Exemple de représentation graphique des données sous le logiciel WeatherLink.*

Ils sont actualisés à chaque nouvel intervalle de temps, ce qui permet de visualiser les modifications des conditions météorologiques en temps réel, tout en gardant sous les yeux l'évolution antérieure. Si le logiciel est en mode de mise à jour automatique et s'il est relié à la console, il renseignera les bases de données en permanence. Celles-ci viendront automatiquement compléter les graphiques.

Cette fonction permet une exploitation directe des mesures. Le logiciel s'adapte seul à l'intervalle temporel choisi. Les graphiques sont modulables puisqu'il est possible d'ajouter ou d'enlever une variable à tout moment. Il est également possible de zoomer sur une partie du graphique pour l'étudier plus en détails.

Cet outil graphique de *Weatherlink* est intéressant mais pas assez souple pour être le logiciel exclusif de traitement des données. Nous ne pouvons pas traiter les données obtenues avec les bacs à évaporation ou les données des thermomètres subaquatiques, ni les mettre en relation avec les autres paramètres. C'est pourquoi nous avons utilisé *Excel* pour traiter les données. Le traitement des valeurs obtenues nécessitera aussi l'emploi de formules.

1.2.2 - *La station météorologique WS3083*

En raison d'un problème technique, nous avons perdu les données de la station *Vantage Pro2* entre le 27/12/2013 et le 07/01/2014 et entre le 14/07/2014 et le 13/08/2014. Pour cette raison et afin d'éviter de rencontrer le même problème pendant notre deuxième année de mesure, nous avons utilise un autre type de station météorologique. Il s'agit de la station WS3083.

Cette station a été implantée au bord de l'étang de Château à Janailhac à 10 km vers le Nord-Est de la ville de Limoges en Limousin. La station à été installée à 1,5 mètre au-dessus de la surface de l'étang car « il est important pour le calcul de l'évapotranspiration (ET) d'installer l'ISS et l'anémomètre ensemble avec l'écran anti-rayonnement, à 1,5 mètre au-dessus du sol » (Davis, 2008, p. 34) (Photo. 9). C'est une station météorologique automatique de la famille de stations *Aercus Instruments.*

La station météo WS3083 est la première station météorologique d'un prix abordable qui fournit des données sur le rayonnement solaire et l'indice de rayonnement UV ainsi que toutes les fonctionnalités des autres stations météorologiques automatiques. Ce qui distingue la station WS3083 de la station Vantage Pro2 est sa consommation d'énergie qui est très faible. Alors que nous devons changer les piles de la station précédente une fois par mois, nous n'avons changé les piles de cette station qu'une seule fois au cours des 15 mois de mesures en continu.



***Photo 9** : La station WS3083.*
Cliché : M. Aldomany, 2016.

La station WS3083 se compose de deux parties. La première contient tous les capteurs qui collectent des données sur les différents paramètres météorologiques extérieurs. Tous les capteurs de cette station sont reliés par câbles à un boîtier de jonction localisé à l'intérieur de l'abri anti-radiation qui contient aussi le thermo-hygromètre. Ce boîtier de jonction, qui fonctionne exactement comme le SIM de la station *Vantage Pro2*, contient des parties électroniques qui collectent et enregistrent les mesures des capteurs, afin de les transmettre ensuite à la console d'affichage par radio au moyen de transmetteurs hertziens (433 MHz).

La plage de température extérieure mesurée par cette station varie entre -40 °C et +65 °C. Par contre, celle de la température intérieure allant de 0 °C à 50 °C; elle mesure avec 1% de résolution l'humidité relative entre 10% et 99% ; son pluviomètre à augets basculeurs et son réceptacle de forme rectangulaire sont conçus pour mesurer les précipitations avec 0,3 mm de précision ; son anémomètre est capable de mesurer la vitesse du vent entre 0,1 m/s et 45 m/s (Soit près de 160 km/h) ; le baromètre de cette station donne des mesures avec 0,1 hPa de résolution pour la pression atmosphérique allant de 300 hPa à 1100 hPa ; la station fournit des données sur l'indice d'UV qui varie entre 1 et 12.

Les deux stations (WS3083 et *Vantage Pro2*) qui sont installées au bord de l'étang de Château à Janailhac, nous ont fourni des données recouvrant la même période allant du 17/10/2014 au 25/11/2014 (40 jours). Ces données nous permettaient de comparer les deux stations afin de vérifier si la nouvelle station (WS3083) donnait des mesures fiables ou non. La comparaison montre que les valeurs de toutes les variables climatiques sont très proches avec des petites différences issues de la hauteur de chaque station au-dessus de la surface de l'étang (1.5 m pour la station WS3083 et 3.25 m pour la station *Vantage Pro2*). La seule exception était les données de rayonnement solaire, car la station WS3083 donne toujours des données sous-estimées par rapport à l'autre station. En sachant que la station *Vantage Pro2* contient un pyranomètre professionnel et en reposant sur 1920 échantillons de mesures prises par les deux stations en même temps, nous avons trouvé que le rayonnement solaire mesuré par la station *Vantage Pro2* égale 1.37929 fois le rayonnement solaire mesuré par l'autre station. Pour ces raisons, nous allons multiplier toutes les données de rayonnement solaire prises par la station WS3083 par le coefficient 1.37929.

À côté de l'affichage des données sur son écran, la console enregistre également les données sur de longues périodes (ici, plus de trois mois pour un intervalle de 30 minutes). Le clavier permet d'accéder aux nombreuses fonctionnalités de la console : nous pouvons paramétrer plusieurs informations comme l'heure et la date, ou encore calibrer les unités de mesure des capteurs ; nous pouvons aussi visionner les conditions météorologiques encore et les prévisions pour les prochaines

douze heures (Photo. 10). L'écran LCD de la console affiche des données, en temps réel, sur les paramètres suivants : la température de l'air (intérieure et extérieure en °C ou °F), l'humidité relative (intérieur et extérieur en %), la pression barométrique en hpa, la vitesse en (MPH, m / s, km / h, nœuds ou Beaufort) et la direction du vent en °, les précipitations en mm, le point de rosée en °C, la température ressentie en fonction de la vitesse du vent, la date et l'heure, les prévisions à courte portée, l'indice UV et la mesure du rayonnement solaire en w/m².

La console se connecte au PC via un port USB pour le téléchargement. Toutes les données enregistrées sont ensuite déchargées sur l'ordinateur en utilisant un logiciel qui s'appelle *Cumulus.* Ce logiciel fonctionne exactement comme le logiciel *WeatherLink*. Pour cette raison, nous ne trouvons pas utile de réexpliquer les mêmes fonctionnalités pour la deuxième fois.



Photo 10 *: La console de la station WS3083.*
Cliché : M. Aldomany, 2016.

1.2.3 - *Les stations Météo-France*

Afin de connaître la position exacte de nos deux années de mesures dans le cycle climatologique, nous nous sommes rendu compte que nous devions contacter Météo-France afin qu'elle nous fournisse des données qui nous permettent de compléter notre recherche. Pour un cycle climatologique complet, il nous fallait des données recouvrant une longue période (plus de 30 ans). Ces données doivent aussi être prises par une station proche de nos terrains d'étude.

En ce qui concerne l'étang Cistude en Brenne, nous avons utilisé la station Météo-France de Rosnay. Cette station est située à l'intersection de la longitude 1°14' 54" E et de la latitude 46° 42' 06" N, à 10,6 km au sud-sud-est de l'étang Cistude. Sa hauteur au dessus du niveau de la mer est 109 mètres. Cette station nous fournit toutes les données météorologiques dont nous avons besoin dans cette étude (la moyenne mensuelle de la température de l'air, la moyenne mensuelle de l'humidité relative, la moyenne mensuelle de la pression atmosphérique, la vitesse moyenne mensuelle du vent à 10 mètres du sol, les précipitations mensuelles et le rayonnement solaire). En raison des deux périodes de rupture des données de la station *Vantage Pro2* quand elle était installée à l'étang Cistude, nous avons aussi utilisé les données quotidiennes de la station de Rosnay pour remplir ces ruptures de données.

Pour les plans d'eau limousins, nous avons utilisé les données de plusieurs stations Météo-France. Les données de la station Limoges-Bellegarde (données quotidiennes (D-Q) ont été utilisées pour calculer l'évaporation du lac de Saint-Pardoux) ; les données de la station Saint Junien (D-Q) ont été utilisées pour calculer l'évaporation des étangs de la Pouge et de Cieux ; les données de la station Sousterrain (D-Q) ont été utilisées pour calculer l'évaporation de l'étang des Oussines et celles issues de la station Peyrelevade (D-Q) ont été utilisées pour calculer l'évaporation de l'étang des Landes. Parce que les trois dernières stations ne disposent pas des données sur la pression atmosphérique et le rayonnement global, nous avons utilisé les données de la station Limoges-Bellegarde sur ces deux paramètres climatiques pour tous les plans d'eau Limousin.

1.3 - Les instruments utilisés pour mesurer l'évaporation directement

Les observations à long terme (sur des années hydrologiques complètes) et les données météorologiques collectées sur le terrain d'étude sont très importantes pour comprendre le processus d'évaporation des étangs, et l'évaluation des effets du changement d'évaporation (causées par le changement climatique ou le changement d'utilisation des terres) sur les ressources en eau. Des mesures directes, continues et prises par des instruments précis d'évaporation sur les terrains d'étude seront nécessaires. Ces mesures sur le terrain vont être utilisées comme des mesures de référence pour évaluer la fiabilité des méthodes d'estimation afin de choisir la meilleure d'entre elles devant être recommandée pour estimer l'évaporation des étangs et des autres plans d'eau peu profonds.

Ce paragraphe va être consacré à décrire tous les instruments que nous avons utilisés pour mesurer l'évaporation directement sur nos terrains d'étude. Ces mesures ont constitué la partie la plus difficile de cette recherche car elles impliquent des investissements financiers importants dans des instruments et du travail de terrain.

Toutes les mesures effectuées à l'aide de différents outils de mesure sont relevées quotidiennement entre 12h30 et 13h30 pour les sessions d'automne, d'hiver et la première partie du printemps et entre 18h et 19h pour les mois allant de mai à août.

1.3.1 - *L'évaporomètre de Piche*

L'évaporomètre, en général, « *est un instrument de mesure de la quantité d'eau s'évaporant d'une surface d'eau libre dans l'atmosphère pendant un intervalle de temps donné* » (Villeneuve, 1974, p. 160) ; « *l'évaporomètre est un appareil de mesure de l'eau évaporée, dont le capteur est une surface standardisée (porcelaine ou papier buvard) maintenue humide, dont la perte en eau est mesurée* » (Inra, 1990, p. 106).



Photo 10 *: l'évaporomètre de Piche.*
Cliché: M. Aldomany, 2013

Actuellement, le seul appareil de cette nature couramment utilisé en France est l'évaporomètre de Piche dont le capteur est un disque de papier-filtre de qualité homogène de 30 millimètres de diamètre (surface évaporante : 7 cm²) obturant la partie inférieure d'un tube cylindrique en verre gradué de 32 centimètres de haut et fermé à sa partie supérieure, avec oreiller pour la suspension et dont le diamètre intérieur est d'un centimètre. Les graduations du tube correspondent à un dixième de millimètre d'eau évaporée.

L'évaporation à la surface externe du papier-filtre est constamment remplacée par l'eau provenant du tube ce qui laisse un espace vide du côté scellé. L'opération peut alors mesurer la perte de liquide par unité de temps (un jour par exemple) en suivant la descente du liquide.

Cet appareil est maniable et bon marché, mais il convient d'observer quelques précautions en évitant les dépôts de poussière et de sable et les balancements du tube qui faussent les mesures. Il faut également protéger le papier buvard des rayonnements directs du soleil et des gouttelettes de pluie à l'aide d'un abri ou d'une cloche.

L'évaporomètre de Piche est utilisé en France dans la plupart des stations de la Météorologie Nationale[1], mais il est installé sous l'abri météorologique standard qui créé un micro climat très différent du climat extérieur en ce qui concerne la vitesse du vent et le degré d'insolation qui jouent un rôle important dans le processus d'évaporation. Pour cette raison, nous avons installé les deux évaporomètres de Piche dont nous disposons en plein air, en tenant compte de toutes les précautions mentionnées précédemment (Photo. 10).

Entre la complexité du phénomène à mesurer, l'évaporation, et la simplicité de l'appareil de mesure existe un contraste frappant. En fait, nous devons rappeler que ce genre d'instrument ne mesure donc pas directement l'évaporation d'une masse d'eau, ni l'évapotranspiration d'un sol enherbé par exemple ; ils ne fournissent qu'une indication du pouvoir évaporant de l'atmosphère parce que le processus d'évaporation est ici lié essentiellement au déficit hygrométrique de l'air. En réalité, comme l'a écrit A. ANGOT (1928), les mesures effectuées avec des instruments de cette sorte, ne donnent « généralement que des résultats illusoires ». Les évaporomètres de Piche peuvent cependant donner des indications générales, quoique peu précises, sur la répartition géographique de l'évaporation des surfaces d'eau.

Dans le cadre de cette recherche, nous disposons de deux évaporomètres de Piche dont le premier a été installé dans un coin protégé du vent et le deuxième dans un espace ouvert. Le but de ce choix était d'essayer de savoir le rôle exact joué par le vent dans le processus d'évaporation à l'échelle annuelle.

1.3.2 - *Les bacs d'évaporation*

« *La mesure directe de l'évaporation se fait généralement au moyen du bac d'évaporation* » (Morell *et al.,* 1999, p. 30). Le bac d'évaporation est « *un appareil constitué d'un bac, d'un bassin ou d'une cuve d'assez grandes dimensions, dans lequel on mesure l'abaissement du niveau de l'eau sous l'action de l'évaporation* » (Inra, 1990, p. 33). Les variations du niveau d'eau dans les différents types de bacs sont mesurées à des intervalles de temps fixes (jour, semaine, décade).

« *Ces appareils donnent en effet une assez bonne idée de l'évaporation d'une nappe d'eau libre d'une certaine étendue alors que l'évaporomètre Piche ne fournit que des valeurs indicatives sur le pouvoir évaporant de l'atmosphère* » (Sircoulon, 1967). « *Les bacs évaporatoires sont conçus pour prendre en compte tous les phénomènes atmosphériques influençant l'évaporation, ainsi que l'inertie thermique de la masse d'eau.* » (Vachala, 2008).

Les bacs d'évaporation de section cylindrique ou carrée peuvent être installés sous le niveau du sol (bacs enterrés comme le bac *Colorado* et le bac BPI (*Bureau of Plant Industry* des U.S.A)), sur l'eau (bacs flottants comme celui de l'Institut de Géologie des États Unis) ou à la surface du sol (bacs sur charpente comme le bac classe A).

L'avantage principal des bacs est leur faible coût et leur facilité d'installation ; leur inconvénient est la difficulté d'évaluer les effets du rayonnement direct et le transfert de chaleur à travers les parois (Morell *et al*., 1999, p. 30). Normalement, l'extrapolation de la mesure à partir du bac se fait à partir d'un coefficient de correction inférieur à 1, qui dépend du type de bac. Ce coefficient moyen annuel est de 0,74 avec une amplitude de variation de 0,57 à 0,91 selon la saison pour les bacs sur charpente et de 0,78 avec une amplitude annuelle de 0,7 à 0,8 pour les bacs enterrés (Inra, 1990, p. 34).

(1) Source : http://medhycos.mpl.ird.fr/en/data/hyd/Drobot/2C.htm

Dans le cadre de cette recherche, nous avons utilisé deux types différents de bacs évaporatoires dont des bacs sur charpentes et des bacs flottants. Le but principal d'utiliser deux genres de bacs d'évaporation est de savoir l'influence de chaque type sur la température de l'eau qu'il contient en comparant entre cette dernière et la température de la surface d'étang. Cette comparaison avec les autres critères va nous aider à choisir le meilleur bac pour utiliser ces mesures comme des mesures de référence pour ensuite évaluer la fiabilité des méthodes mathématiques d'estimation de l'évaporation.

Il est important de mentionner que, lors de l'installation des bacs, nous n'avons pas installé de grillages de protections car ils perturbent fortement la circulation de l'air à la surface du bac de mesure.

1.3.2.1 - Les bacs métalliques

Deux bacs métalliques de section cylindrique installés sur des palettes ont été utilisés pendant cette étude.

Le premier a été installé au bord de l'étang Cistude en Brenne. Il s'agit d'un bac en tôle galvanisée non peint mesurant un mètre de diamètre et 30 cm de profondeur, sa superficie est d'environ 0,785 m². Le bac est surélevé du sol sur une palette en bois ajouré de 10 cm de hauteur afin que l'air puisse circuler sous celui-ci et pour éviter une attaque de fond par l'eau stagnante. Cela empêche la transmission de chaleur sol-bac qui pourrait fausser les résultats (Photo. 11). l'évaporation y est mesurée à l'aide d'une jauge, graduée en millimètres sur la tige centrale, dont le système permet une précision de 0,5 mm. Cette jauge est placée dans un puits de tranquillisation de 25 cm de diamètre occupant la partie centrale du bac. Ce puits de tranquillisation reste en contact avec le bac car il n'est pas étanché à sa base. Il permet des mesures fiables car il protège l'eau qu'il contient du vent et maintient ainsi la surface de l'eau complètement plane. La hauteur de l'eau est maintenue à 5 cm du rebord.

Le deuxième bac est installé juste au bord de l'étang de Château à Janailhac- Rilhac Rancon en Limousin. Il est un vrai bac de classe A, ce type de bac est utilisé de façon systématique au États Unis par l'U. S. *Weather Bureau :* il a été adopté par l'OMM et l'AIHS (Inra, 1990). Il mesure quatre pieds (121,9 cm) de diamètre et a une profondeur de dix pouces (25,4 cm) ; la profondeur de l'eau y est maintenue entre 18 et 22 cm (soit entre 7,4 et 3,4 cm du rebord). Il est réalisé en Fer galvanisé non peint et posé sur caillebotis à environ 1 mètre au dessus de la surface de l'étang pour éviter que des animaux ne viennent s'abreuver dans le bac (Photo. 12). les mesures d'évaporation de ce bac ont été effectuées en utilisant une jauge à crochet. Cette dernière permet de mesurer les variations de hauteur d'eau avec une résolution de 0,05 mm. La jauge est installée dans un puits de tranquillisation de 10 cm de diamètre. Ce puits fonctionne exactement comme le puits du bac précédent.

Ce type de bac présente l'avantage de la facilité d'installation, et les mesures ne sont pas faussées par le rejaillissement des gouttes de pluie sur le terrain environnant lors de fortes averses ; par contre il est très sensible aux variations de la température de l'air et aux effets de l'insolation. « *L'utilisation de ce bac (classe A) est recommandée en raison du grand nombre d'appareils du même type déjà installé dans des régions de divers climats* » (Morell *et al.,* 1999).



Photo 11 *: Un bac métallique classique. Cliché : M. Aldomany, 2014.*



Photo 12 *: Le bac métallique de classe A. Cliché : M. Aldomany, 2015.*

1.3.2.2 - Le bac flottant

En raison de la difficulté de paramétrer les transferts de chaleur provenant des parois et la distribution de chaleur avec la profondeur des bacs métalliques qui se réchauffent le jour et se refroidissent la nuit, parce que cet effet thermique se transmet facilement à l'eau qu'ils contiennent alors qu'il est minime dans un étang qui a un très faible rapport parois versus volume, nous avons fabriqué un bac évaporatoire qui a les mêmes avantages que les bacs métalliques en ce qui concerne le faible coût et la facilité d'installation, ainsi qu'il évite leurs inconvénients car les mesures effectuées avec ce type de bacs sont les plus représentatives des conditions d'évaporation de la surface d'eau libre.



Photo 13 *: Le bac flottant et la jauge à crochet Cliché : M. Aldomany, 2013.*

Ce bac est un bac en plastique transparent de forme rectangulaire, il mesure 52,5 x 36,5 cm de son côté supérieure et 48,5 x 32,5 cm de son coût inférieur ; sa profondeur est de 20 cm ; sa superficie est d'environ 0,2 m² (Photo. 13). Il est partiellement immergé à la surface de l'eau ; l'eau est maintenue à 5 cm du rebord, au même niveau de l'eau entourant ce bac.

Au centre du bac se trouve un tube vertical de 20 cm de hauteur, dit tube de tranquillisation, destiné à contenir le détecteur du niveau de l'eau (jauge à crochet). Il permet de réduire les erreurs dues à la turbulence du liquide, au courant de surface ou à l'agitation de l'eau. Ce tube de tranquillisation est installé juste au centre du bac pour assurer son équilibre et sa stabilité à la surface de l'eau.

L'évaporation y est mesurée à l'aide d'une jauge à crochet, de même type que celle utilisée avec le bac de classe A.

Le principal inconvénient de cet outil a été sa stabilité à la surface de l'eau pendant les jours de forte vitesse du vent. Cette dernière était à l'origine des fautes de mesures que nous avons obtenues durant les premiers jours de nos mesures quotidiennes. Pour résoudre ce problème, nous avons installé deux cadres en bois autour du bac. La hauteur de ces cadres est de 12 cm dont la moitié est immergée dans l'eau. Ces cadres travaillent à empêcher les vagues d'arriver jusqu'au bac (Photo. 14). Cette opération a gardé la surface de l'eau complètement tranquille à l'entourage direct du bac flottant. À partir de ce moment là, nous arrivons à obtenir des mesures très fiables avec une marge d'erreur ne dépassant pas 0,05 mm même pour les jours de très forte vitesse du vent. Au cours de la deuxième année des mesures, nous avons remplacé le cadre extérieur par une planche en bois de deux mètres de long et 20 cm de hauteur, dont la moitié était immergée dans l'eau. Cette planche était installée dans la direction dominante du vent où les vagues viennent principalement. Le bac flottant, pour cette année des mesures, était installé à l'intérieur du cadre intérieur de sorte qu'il ne puisse pas bouger horizontalement, mais il était libre de bouger verticalement en réponse à la variation du niveau d'eau dans l'étang.



***Photo 14** : Les deux cadres en bois*
Cliché : M. Aldomany, 2013.

1.4 - Les appareils et les méthodes utilisées pour estimer/mesurer les débits

Le débit liquide *Q* d'un cours d'eau, qui est un volume d'eau qui s'écoule en une seconde dans une section transversale, est le produit :

- de la section mouillée *S*, produit de la profondeur moyenne *Hm* par la largeur superficielle *L ;*

- *par la vitesse moyenne d'écoulement U, moyenne des vitesses des particules d'eau dans toute la section mouillée (Morelle et al., 1999, p. 129).*

$$Q = L * Hm * U \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (20)$$

Les unités utilisées le plus couramment pour exprimer le débit sont :

- le mètre cube par seconde (m^3/s), normalement utilisée pour mesurer le débit des rivières et des grands cours d'eau.

- le litre par minute (l/min), c'est l'unité utilisée pour mesurer le débit de très petit cours d'eau et c'est l'unité que nous utilisons tout au long de cette étude pour exprimer les débits entrant et sortant de nos étangs d'étude.

Les méthodes de jaugeage des débits des cours d'eau sont nombreuses et variées. Selon la configuration de nos étangs d'étude et les conditions d'écoulement, les matériels de mesures dont

nous disposons et la haute précision que nous souhaitons obtenir, nous avons utilisé seulement deux méthodes :

1. la première est une des méthodes globales, dans lesquelles le débit est mesuré directement. Il s'agit de la méthode volumétrique ;

2. la deuxième est une des méthodes complètes, dans lesquelles les trois composantes *Hm, L, U* sont mesurées séparément. Il s'agit de la méthode du micro-moulinet hydrométrique.

1.4.1 - *La méthode du micro-moulinet hydrométrique*

Le micro-moulinet hydrométrique est un appareil muni d'un rotor dont la vitesse de rotation est fonction de la vitesse locale du fluide dans lequel il est immergé. Le principe de cette méthode consiste à déterminer le champ de vitesse dans une section transversale du cours d'eau, et à calculer le débit par combinaison avec la géométrie.

Le micro-moulinet que nous avons utilisé dans cette recherche est de type à hélice et à axe horizontal. Il est composé d'une perche de 1,25 mètre de long supportant une hélice. À chaque tour, l'hélice émet une impulsion comptabilisée par un compteur d'impulsion NEYRPIC (Photo. 15). La figure (24) représente le schéma de fonctionnement du moulinet à axe horizontal et la signalisation électrique.

Notre micro-moulinet est équipé de deux hélices. En raison du bas débit, nous avons préféré utiliser l'hélice à pas faible. Il s'agit d'une hélice de 30 mm de diamètre, son pas réel est de 0,235 mètre. Ce moulinet a une grande sensibilité. Il génère donc un grand nombre d'impulsions sur le compteur. Cette hélice mesure correctement la vitesse d'écoulement des filets liquides tant que leur trajectoire reste parallèle à l'axe du moulinet ou dans un angle < 5° à celui-ci. Il existe une formule permettant de convertir le nombre de tours en vitesse pour chaque hélice.

La formule concernant l'hélice utilisée est :

$$V = k * n + a \quad \text{.....................(21)}$$

où : **V**: la vitesse de courant en m/s ; **k** : le pas hydraulique de l'hélice en m ; **n** : le nombre de tours de l'hélice par seconde ; **a** : une constante en m/s.

quand $\boldsymbol{n < 0,66}$ $\quad V = 0,235 * n + 0,022$ .... *(22)*

quand $\boldsymbol{0,66 < n < 9,65}$ $\quad V = 0,2568 * n + 0,006$ .... *(23)*

Cet appareil a été utilisé pour estimer le débit entrant et sortant de l'étang Cistude en Brenne. Pour effectuer ces mesures, il nous fallait choisir des sections transversales dans des endroits du cours d'eau relativement rectilignes, où la morphologie de la section mouillée restera relativement stable durant la période de mesure. Nous avons donc choisi la section de béton du canal reliant entre l'étang Ricot et l'étang Cistude pour mesurer le débit entrant dans ce dernier. De même, nous avons choisi la partie bétonnée de l'exutoire de l'étang pour mesurer le débit sortant.



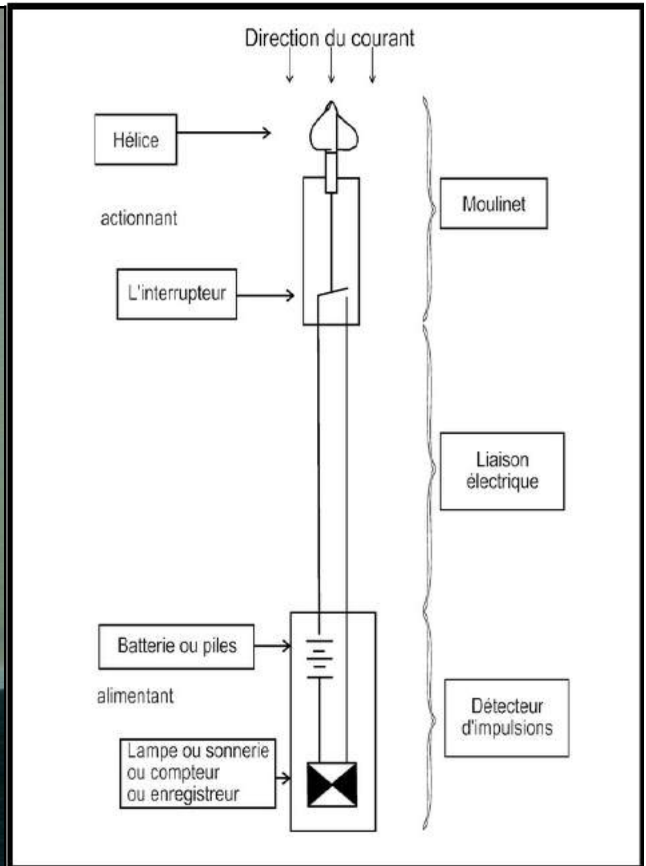


Photo 15 *: Le micro-moulinet hydrométrique .*
Cliché : M. Aldomany. 2016

Figure 24 *: Schéma de fonctionnement d'un moulinet à axe horizontal.*
Source : Morell et al., 1999, p 146.

Étant donnée que la vitesse du courant varie d'un point à un autre de la section de mesurage, il convient donc d'explorer le champ de vitesse en un certain nombre d'endroits, situés le long de verticales judicieusement réparties sur la largeur. Autrement dit, la vitesse a donc été mesurée à plusieurs profondeurs et en différents points de la section transversale.

Après avoir calculé la vitesse moyenne du courant et la superficie de la section mouillée, qui varie aussi d'un jour à un autre selon la hauteur de l'eau dans cette section, nous avons estimé le débit entrant et sortant de l'étang selon l'équation (20).

Toutes les mesures de la profondeur de l'eau dans la section mouillée et la vitesse moyenne du courant ont été prises quotidiennement vers 13h00.

La seule source d'erreur de ces mesures vient des herbes, des feuilles tombées et des autres sortes de déchets qui se rassemblent devant des grilles métalliques installées à l'entrée et à la sortie de l'étang pour empêcher les poissons de sortir de l'étang. Ces « déchets » ferment partiellement le cours d'eau et causent en conséquence une diminution de débit par rapport au moment où sont prises les mesures.

1.4.2 - *La méthode volumétrique*

La méthode volumétrique est appelée aussi « Jaugeage par empotement » (Bravard et Petit, 1997, p. 35). Cette méthode très simple consiste à recueillir dans un récipient un volume d'eau

pendant un temps donné. « *Elle n'est généralement pratiquée que pour des débits faibles, quelques l/s ou plus* » (Forray *et al.,* 1998).

Cette méthode a été utilisée pendant notre deuxième année de mesures à l'étang de Château, où l'eau entre à l'étang via cinq tuyaux PVC, dont deux de 20 cm de diamètre et trois de 7 cm de diamètre, et elle sort de l'étang via un tuyau PVC de 50 cm de diamètre et un robinet. Le récipient que nous avons utilisé était un seau gradué de 20 litres (Photo. 16). En utilisant ce seau nous sommes arrivés à mesurer les volumes exacts d'eau entrant et sortant de l'étang pendant plus de 340 jours de l'année hydrologique 2014-2015. Il est important de mentionner que nous n'arrivons pas à mesurer les débits, surtout le débit sortant via le tuyau de 50 cm de diamètre, pendant quelques jours de fortes précipitations (plus de 20 mm par jour). C'est parce que le seau utilisé n'était pas suffisant pour recueillir des quantités d'eau de plus de 15 l/s.



Photo 16 *: Un seau gradué 20 litres.*
Cliché : M. Aldomany, 2016.

1.5 - Les outils utilisés pour estimer l'infiltration vers les nappes d'eau

Afin d'atteindre l'objectif de cette recherche, qui est d'établir un bilan hydrologique ne négligeant aucun de ces composants, il nous fallait estimer la quantité d'eau infiltrée vers les nappes. Cette quantité peut être déterminée de manière théorique ou expérimentale.

La manière théorique s'appuie sur l'utilisation des valeurs initiales trouvées dans la littérature scientifique ou diffusées par des organismes officiels s'occupant de ce sujet comme, par exemple, la FAO (*Food and Agriculture Organization*).

Par contre, la manière expérimentale consiste notamment à connaître la capacité des sols à infiltrer de l'eau. Autrement dit, mesurer la conductivité hydraulique du sol qui va être ultérieurement utilisée pour calculer le taux d'infiltration selon la loi de Darcy ou une autre formule dérivée de cette loi. Pour cela, des appareils ont été mis au point suite à nombreuses recherches. Ils sont appelés infiltromètres.

Les mesures effectuées avec ces instruments ont été réalisées soit en laboratoire soit *in situ,* c'est-à-dire directement sur le terrain d'étude. Parce que les mesures en laboratoire ne sont pas toujours représentatives de la réalité, et il est très difficile de reproduire la variabilité géographique sur une surface relativement réduite, nous avons décidé d'effectuer les mesures d'infiltration dans les terrains d'étude en utilisant différents instruments.

1.5.1 - *L'infiltromètre à double anneau ouvert*

Cet infiltromètre est un instrument simple utilisé pour la détermination des taux d'infiltration dans les sols ainsi que leur conductivité hydraulique appelée aussi coefficient de perméabilité ou plus simplement, perméabilité. Parce que, pour un étang, l'eau est toujours présente à la surface du

sol qui constitue le fond de l'étang, l'humidification du sol dépasse la capacité d'infiltration. Dans ce cas, le taux d'infiltration est égal à la capacité d'infiltration(1).

La vitesse d'infiltration se calcule comme la quantité d'eau qui pénètre dans le sol par surface et par unité de temps, après saturation de la zone testée. Ce taux se calcule selon la loi de Darcy à partir des résultats des mesures.

Bien que la loi de Darcy soit incontournable pour comprendre le processus d'infiltration dans le sol elle ne s'applique vraiment que dans des conditions qui ne se trouvent jamais réalisées ailleurs qu'en laboratoire. Pour cette raison, la théorie de Green et Ampt (1911) citée par (Musy et Soutter, 1991, p. 215-225) décrit le processus d'infiltration. Elle est dérivée de la loi de Darcy, mais plus adaptée à la nature et elle a été utilisée dans cette recherche. La théorie est formulée comme suit:

$$f = K\,(Hw + D - Hf)\,/D \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots(24)$$

où : **f :** se réfère à la capacité d'infiltration en mm par heure ; **K :** à la conductivité hydraulique saturée en mm/h ; **Hw** est l'épaisseur de la lame d'eau à la surface du sol en mm ; **D** se réfère à la profondeur du front mouillant en mm et **Hf** se réfère à pression au front mouillant.



Photo 17 *: L'infiltromètre à double anneau. Cliché : M. Aldomany, 2014.*

L'infiltromètre se compose de deux anneaux en acier inoxydable de diamètre interne de 30 cm et de 25 cm de hauteur, et de diamètre externe de 53 cm et de 25 cm de hauteur. Les deux anneaux sont enfoncés dans le sol de quelques centimètres (7 cm) et remplis d'eau (Photo. 17). Le set standard de l'infiltromètre à double anneau consiste en trois ensembles de paires d'anneaux en acier inox de différents diamètres pour des raisons de transport.

Le niveau de l'eau dans l'anneau interne peut être mesuré par un flotteur à la surface de l'eau. Ce flotteur (4) est équipé d'une tige de mesure graduée en millimètres (1). La tige se déplace librement de haut en bas par un petit tube (2) situé au milieu d'un pont de mesure (3) installé sur le bord supérieur de l'anneau interne (Figure. 25). Ce système de mesure permet une précision de 0,5 mm. En comparant les variations de niveaux de l'eau dans l'anneau interne avec une table de référence fournie avec la notice de cet infiltromètre, nous pouvons savoir le taux d'infiltration.

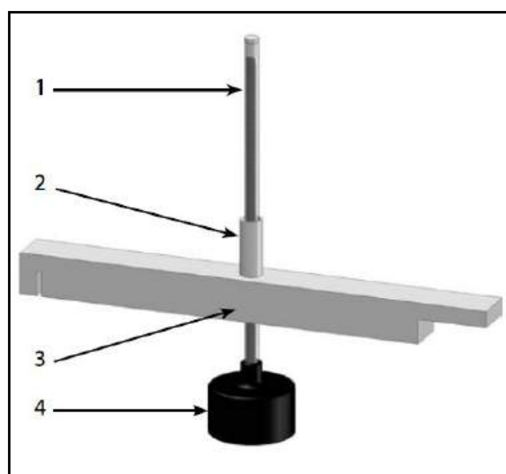


Figure 25 *: Le système de mesure de l'infiltromètre à double anneau. Source : Eijkelkamp, 2015, p. 4*

(1) Cette phrase est tirée du paragraphe suivant en anglais « *Water infiltrates the soil during a shower or irrigation. If moistening exceeds the infiltration capacity, water ponds the ground surface. In that case, the infiltration rate equals the infiltration capacity.* » (Eijkelkamp, 2015. p 2).

Comme l'eau a tendance à s'échapper sur les côtés, l'anneau extérieur sert de barrière pour canaliser l'eau en infiltration verticale. La mesure porte donc exclusivement sur l'anneau interne de l'infiltromètre sous lequel l'eau s'écoule verticalement.

La charge hydraulique appliquée est inférieure à la hauteur de l'anneau ce qui différencie cet infiltromètre de l'infiltromètre à simple anneau de type fermé. Dans la pratique, cet outil teste une épaisseur superficielle de sol. Il présente donc un caractère ponctuel. Pour cette raison, nous avons essayé de choisir une zone représentative du terrain d'étude pour y installer cet infiltromètre.

Nous avons utilisé deux infiltromètres de ce type pour estimer la quantité en eau infiltrée ver les nappes à l'étang Cistude en Brenne. Un infiltromètre a été installé directement dans l'eau au bord de l'étang, dans un endroit totalement plan, l'autre a été installé à 50 mètres de l'étang. Pour ce dernier, nous n'avons commencé à effectuer les mesures de variations du volume d'eau infiltrée qu'après la saturation de la zone d'essai en laissant l'eau s'infiltrer pendant six heures.

Malheureusement, les mesures que nous avons obtenues avec l'infiltromètre qui était installé à 50 mètres de l'étang étaient toujours inférieures à l'évaporation mesurée par le bac métallique installé à 15 mètres seulement de lui. Par contre, l'infiltromètre qui était installé dans l'eau donne toujours des mesures égales au niveau de la surface de l'étang car l'eau pénétrait toujours à l'intérieur de l'infiltromètre via la couche sableuse qui recouvre le fond de l'étang. Cela veut-dire que la quantité en eau infiltrée vers les nappes est inexistante pour le premier infiltromètre et inconnue pour le dernier.

Nous pouvons attribuer ces mesures erronées à la très faible perméabilité du sol ainsi que la mauvaise utilisation de cet outil. En effet, il aurait fallu recouvrir le dispositif(1), surtout l'anneau interne de l'infiltromètre, pour éviter l'évaporation de l'eau qui a été très importante pendant l'été.

1.5.2 - *Les tuyaux d'infiltrations ou la teste d'étanchéité*

Après les mesures inutilisables de l'infiltration pendant notre première année de recherche, nous avons cherché un outil plus long que les anneaux de l'infiltromètre précédent et de diamètre plus petit pour faciliter la fermeture de cet outil. Nous avons donc cherché un outil qui peut être capable de traverser la couche de sable et atteindre la couche argileuse du sol.

Pour cela, nous avons utilisé deux tuyaux PVC de 10 cm de diamètre, dont le premier de 100 cm de long à été installé dans l'étang dans un endroit où la profondeur de l'eau égale 50 cm. Ce tuyau était enfoncé jusqu'à 35 cm dans le sol pour être sûr qu'il atteignait la couche argileuse (Photo. 18). Le deuxième tuyau de 60 cm de long à été installé juste au bord de l'étang où la profondeur de l'eau ne dépasse pas 15 cm. Lui aussi était enfoncé jusqu'à 35 cm dans le sol.



Photo 18 *: Tuyau d'infiltration.*
Cliché : M. Aldomany, 2016

(1) Bien que ce ne soit pas mentionné dans le manuel d'utilisation de cet infiltromètre.

Les deux tuyaux ont été fermés hermétiquement par des morceaux de bâche afin d'éviter la perte en eau par évaporation et pour empêcher la pluie d'y entrer.

Nous avons utilisé le même système de mesure de l'infiltromètre à double anneau pour mesurer les variations de niveau de l'eau dans les tuyaux. Ce système nous permet d'obtenir des mesures avec 0,5 mm de précision. Les mesures ont été effectuées hebdomadairement.

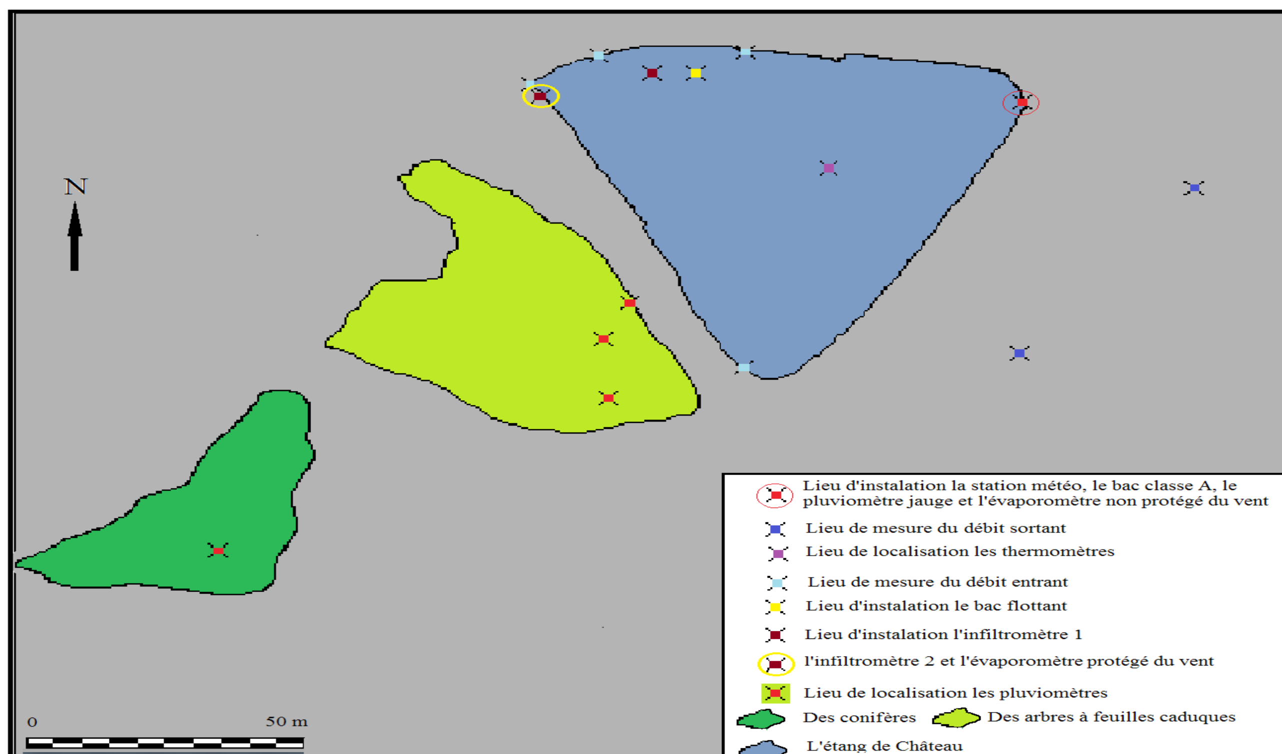
Il est important de mentionner que nous n'étions pas les premiers à utiliser ce système pour estimer l'infiltration. Nous pouvons citer ici A. Gosset (2009) et G. Degoutte (Étude hydraulique Agricole n° 12).

1.6 - L'outil utilisé pour estimer l'interception

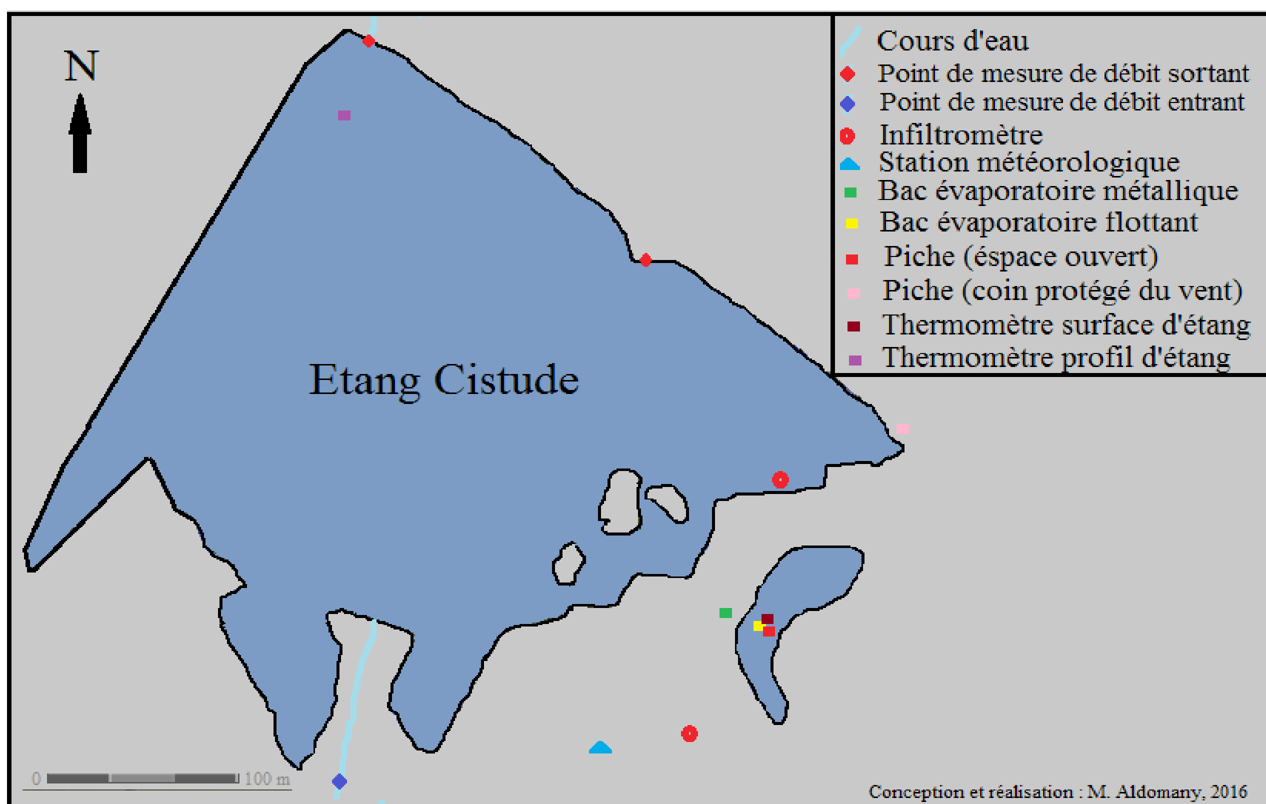
Si l'interception ne joue pas un rôle dans le bilan hydrologique des plans d'eau libres, elle est considérée comme un composant majeur pour celui des couverts végétaux. Elle est donc indispensable pour effectuer une comparaison de la perte en eau entre l'étang et les couverts végétaux l'entourant.

Afin de l'estimer, nous avons utilisé cinq pluviomètres en plastique. Ils mesurent jusqu'à 40 mm par m². Chacun est équipé d'un piquet en plastique pour faciliter l'installation. Nous en avons installé un dans un espace ouvert pour être le pluviomètre de référence (Photo. 12). Les quatre autres ont été installés au dessous d'une canopée située à quelques mètres au sud-ouest de l'étang de Château, dont trois ont été installés au-dessous d'arbres à feuilles caduques (Chêne) et le quatrième au-dessous d'un grand conifère (Cèdre). En ce qui concerne les pluviomètres installés au-dessous des arbres à feuilles caduques, nous en avons installé un près du tronc d'un arbre, un au-dessous d'un arbre avec des feuilles denses et un entre deux arbres voisins (voir la carte. 10). Nous avons essayé cette distribution des pluviomètres pour collecter des mesures représentatives d'une forêt de chêne.

Par contre, il nous fallait trouver une solution pour connaître le pourcentage des précipitations s'écoulant le long des troncs des arbres pour rejoindre le sol. Pour cela nous l'avons estimée en nous basant sur des valeurs initiales trouvées dans la littérature scientifique. Dans cette recherche, nous avons utilisé les valeurs données par G. Schnock (1967), pour une chênaie, de 10 à 15% de la pluie incidente en hiver, et 2 à 5 % seulement en été, parce que ces valeurs correspondent bien avec nos remarques quotidiennes.



Carte. 10 *: La localisation des instruments de mesure à l'étang de Château, Janailhac, Limousin.*
Réalisation et conception : M. Aldomany, 2016.



Carte. 11 *: La localisation des instruments de mesure à l'étang Cistude, Brenne.*
Réalisation et conception : M. Aldomany, 2016.

CHAPITRE II

2 – LES FORMULES MATHÉMATHIQUES UTILISÉES POUR CALCULER L'ÉVAPORATION EN UTILISANT DES DONNÉES MÉTÉOROLOGIQUES

« *Par suite des difficultés que présentent les observations directes de l'évaporation sur les lacs et réservoirs, on a généralement tendance à utiliser des méthodes indirectes d'évaluation basées sur le bilan hydrique, le bilan énergétique ou la mécanique des fluides.* » (OMM[1], 1994, p. 139).

Dans la littérature scientifique nous trouvons une bonne centaine de méthodes mathématiques (empiriques et analytiques) qui servent à estimer la quantité en eau perdue par l'évaporation d'une surface d'eau libre.

Pour cette recherche, nous avons utilisé seulement les méthodes les plus répandues dans ce genre d'études. Nos objectifs de l'utilisation de ces méthodes sont, tout d'abord, calculer l'évaporation des étangs étudiés à partir des données météorologiques collectées sur les terrains d'étude, ensuite, évaluer la fiabilité de ces méthodes en comparant les calculs et les mesures quotidiennes prises par le meilleur bac évaporatoire utilisé pendant cette étude.

Nous avons groupé les méthodes mathématiques utilisées en cinq catégories : 1- Méthodes du bilan énergétique ; 2- Méthodes du bilan hydrologique ; 3- Méthodes de transfert de masse ; 4- Méthodes de combinaison ; 5- Méthodes simplifiées. La classification des quatre premiers groupes est couramment utilisée dans la littérature (Gianniou et Antonopoulos, 2007). Nous avons ajouté le cinquième groupe (Méthodes simplifiées) pour être comme une référence de quelques méthodes faciles à utiliser par les personnes qui ne sont pas spécialistes en hydroclimatologie ou les personnes qui souhaitent des calculs avec une marge d'erreur acceptable en évitant l'utilisation des méthodes mathématiques complexes.

2.1 – La méthode du bilan énergétique

Le bilan énergétique est la technique préférée pour un suivi précis à long terme de l'évaporation (Sturrock *et al*., 1992 ; Assouline et Mahrer, 1993 ; Sacks *et al*., 1994 ; Winter *et al*., 2003 ; Lenters *et al*., 2005). Généralement, cette méthode est considérée comme une des méthodes les plus robustes et les plus précises pour déterminer l'évaporation (Anderson, 1954 ; Harbeck *et al*., 1958 ; Gunaji, 1968). l'importance de cette méthode vient du fait que le processus d'évaporation a besoin d'énergie. Cet apport d'énergie, que ce soit directement à partir de l'énergie solaire (rayonnements de petite longueur d'onde) ou indirectement à partir de l'atmosphère elle-même (rayonnements diffusé et réfléchi de grande longueur d'onde). Pour cette raison, la plupart des études, qui comparent les différentes méthodes de calcul d'évaporation, utilisent la méthode du bilan énergétique comme un standard pour évaluer la fiabilité des autres méthodes (Culler, 1961 ; Kennon, 1966 ; Rosenberry *et al*., 2007 ; Yao, 2009 et Gallego-Elvira *et al.*, 2010).

Cette méthode est basée sur le principe de conservation de l'énergie, qui consiste à calculer l'évaporation en prenant en considération le bilan thermique de la masse d'eau (Voir Figure. 26). Pour cela, cette méthode nécessite des données continues sur le changement de stockage de la

(1) OMM : l'Organisation Météorologique Mondiale.

chaleur dans le plan d'eau étudié. Par conséquent, des mesures fréquentes du profil de la température de l'eau sont nécessaires.

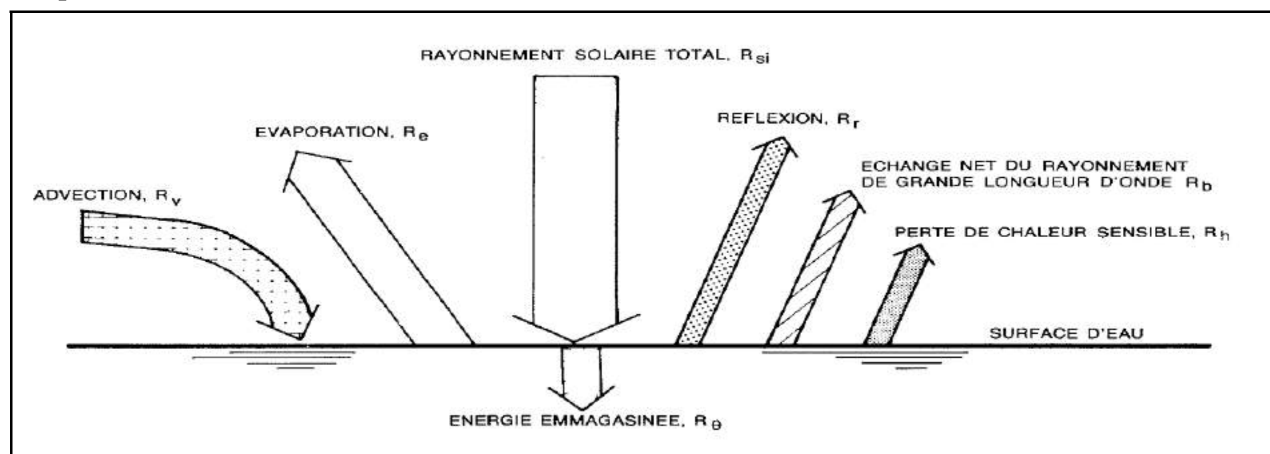


Figure 26 : *Diagramme schématique d'un bilan d'énergie au-dessus d'une surface d'eau libre. Source :(Gray et al., http://hydrologie.org/BIB/Gray/GRAY_003.pdf , p. 6)*

Ce bilan peut s'exprimer par l'équation suivante :

$$\lambda E = R_{net} + H_{sed} + A_{net} - H - S \text{ ....(25)} \quad \text{(Yao, 2009)}$$

avec : λE est l'énergie latente requise à l'évaporation en (MJ/m²/jour) ;

λ est la chaleur latente d'évaporation dont la valeur s'exprime par l'équation suivante :

$$\lambda = 2{,}501 - 0{,}02361 * T \text{ ....(26)}$$

où : λ est en (MJ / kg) ; T est la température moyenne journalière de l'air en (°C)

E est l'évaporation en (mm/jour) ;

R_{net} est l'énergie nette absorbée par la masse d'eau en (MJ/m²/jour) ;

H_{sed} est la chaleur dégagée par les sédiments lacustres en (MJ/m²/jour) ; Cette composante du bilan énergétique est négligeable pour la plupart des cas et nous l'avons négligée dans cette étude.

A_{net} est la chaleur nette d'advection au plan d'eau par les précipitations et les débits entrants et sortants du plan d'eau en (MJ/m²/jour) ; Cette composante est également négligeable.

S est la variation de la chaleur emmagasinée dans le plan d'eau (en fonction des variations de température d'eau) en (MJ/m²/jour) ;

H est la chaleur sensible perdue par la surface du plan d'eau vers l'atmosphère en (MJ/m²/jour).

La mesure directe de la chaleur sensible est très difficile. Cette composante est évaluée à partir du rapport de l'énergie utilisée par le processus d'évaporation et de l'énergie transférée ou retirée de la masse d'eau par l'air comme chaleur sensible. Le terme de chaleur sensible peut être exprimé selon l'équation suivante :

$$H = \beta * \lambda E \text{ ....(27)} \quad \text{(Bowen, 1926)}$$

où : β est le rapport de Bowen.

Après avoir retiré les deux termes négligeables et par substitution de l'équation (27) dans l'équation (25) nous obtenons la formule suivante du bilan énergétique :

$$E = \frac{Rnet - S}{\lambda \times (1 + \beta)} \text{ .... (28)}$$

Cette méthode est appelée Bilan énergétique rapport de Bowen "*Bowen Ratio Energy Budget*" (BREB) avec :

$$R_{net} = (1 - a_{sw}) * R_{swd} + (1 - a_{sw}) R_{lwd} - R_{lwu} \text{ ....(29)}$$

où :

R_{swd} est le rayonnement de petite longueur d'onde dirigé vers le bas en (MJ/m²/j) ; nous obtenons les mesures de cette composante grâce au pyranomètre de nos stations météorologiques.

a_{sw} est l'albédo de l'eau de rayonnement descendant de petite longueur d'onde.

L'albédo pendant les mois d'été est d'environ 6-7%. Étant donnée que la réflexion de l'eau varie avec l'angle solaire, la turbidité de l'eau et la hauteur des vagues. Nous avons utilisé, dans cette étude, les valeurs mensuelles de l'albédo proposées par G. Cogley (1979). Parce que nos terrains d'études sont situés entre les latitudes 40° et 50° N, nous avons utilisé les valeurs moyennes de ces deux latitudes (Voir la table. 7).

Table. *7 : Les valeurs moyennes mensuelles de l'albédo en (%) d'une surface d'eau libre pour les altitudes 0° à 70° N, (Source : Cogley, 1979).*

Lat	Month												
(deg)	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec	Year
70	30.1	33.8	22.9	14.8	11.6	11.2	11.4	13.4	20.2	31.3	30.1	- -	14.1
60	33.9	24.0	15.5	10.5	8.8	8.4	8.6	9.8	13.6	21.6	32.1	35.5	12.0
50	22.0	16.1	10.8	8.4	7.5	7.3	7.4	8.0	9.9	14.4	21.0	24.1	10.2
40	14.5	11.1	8.5	7.3	6.8	6.7	6.8	7.1	8.0	10.3	13.8	16.1	8.6
30	10.3	8.6	7.3	6.7	6.5	6.4	6.4	6.6	7.1	8.2	10.0	11.1	7.6
20	8.3	7.4	6.7	6.4	6.3	6.3	6.3	6.4	6.6	7.2	8.1	8.7	6.9
10	7.2	6.7	6.4	6.3	6.4	6.4	6.4	6.3	6.3	6.6	7.1	7.4	6.6
0	6.6	6.4	6.3	6.4	6.6	6.8	6.7	6.4	6.3	6.4	6.6	6.8	6.5

R_{lwd} est le rayonnement de grande longueur d'onde dirigé vers le bas en (MJ/m²/j)

a_{lw} = 0,03 est l'albédo de l'eau de rayonnement descendant de grande longueur d'onde. La valeur est tirée de (Lenters *et al.*, 2005).

R_{lwu} est le rayonnement de grande longueur d'onde dirigé vers le haut en (MJ/m²/j).

Nous avons calculé les rayonnements de grande longueur d'onde en utilisant les équations suivantes :

$$R_{lwd} = \varepsilon_a \, \sigma \, T_a^4 \text{ ....(30)}$$

$$R_{lwu} = \varepsilon_s \, \sigma T_s^4 \text{ ....(31)}$$

avec :

ε_a est l'émissivité atmosphérique, qui peut être calculée selon la formule suivante :

$$\varepsilon a = 1{,}24 * \left(\frac{ea}{Ta}\right)^{\left(\frac{1}{7}\right)} \text{ ....(32)} \quad \text{(Brustaert, 1975).}$$

où : e_{ra} est la pression[(1)] partielle (réelle) de vapeur d'eau dans l'air en (kPa) ; T_a est la température de l'air en (°C).

Pour calculer la pression partielle de vapeur d'eau dans l'air nous avons utilisé l'équation suivante :

$$er = \frac{es * Hr}{100} \text{ ....(33)}$$

où : Hr est l'humidité relative en (%) ; e_r est la pression réelle de vapeur d'air en (kPa) ; e_s est la pression de vapeur saturante en (kPa) correspondant à la température de l'air.

Nous avons calculé la pression de vapeur saturante selon la formule suivante :

$$es = 0{,}6018 * \exp^{\left(\frac{17{,}27\,T}{T + 237{,}3}\right)} \text{ ....(34)} \quad \text{(Allen } et\ al.,\ 2006).$$

avec : exp( ) est la base de logarithme népérien = (2,718281828) ; T est température en (°C).

σ est la constante de Stefan-Boltzman ; $\sigma = 4{,}903 * 10^{-9}$ (MJ/K⁴/m²/jour) ;

T_a et T_s sont les températures moyennes journalières de l'air et de la surface de l'eau respectivement en (°K) ;

ε_s est l'émissivité de la surface de l'eau.

(1) Les auteurs francophones utilisent souvent le terme de tension plutôt que celui de pression, avec exactement le même sens et le même signe. Nous retiendrons pourtant ici le seul terme de pression, plus explicite.

Divers chercheurs ont trouvé que le facteur d'émissivité de l'eau varie de 0,906 à 0,985. La majorité d'entre eux utilise un facteur d'émissivité de la surface de l'eau de 0,97 et c'est la valeur que nous avons utilisée pour ce facteur.

Nous avons calculé la variation de la chaleur emmagasinée dans l'étang en utilisant la formule suivante :

$$S = S_2 - S_1 = ((\rho_w * c_w * T_2 * z) - (\rho_w * c_w * T_1 * z)) \quad \text{....................(35)}$$

avec :

S_1 et S_2 sont les chaleurs emmagasinées pour le jour (n) et le jour (n-1) respectivement ; ρ_w est la densité de l'eau = 1000 (kg/m^3) ; c_w est la chaleur spécifique de l'eau = 4186 (J/kg/°C) ; z est l'épaisseur de la couche d'eau en (m)[(1)] ; T_2 et T_1 représentent les températures moyennes journalières en (°C) de la couche d'eau pour le jour (n) et le jour (n-1) respectivement.

En ce qui concerne le rapport de Bowen, nous l'avons calculé en utilisant l'équation suivante :

$$\beta = \gamma * \left(\frac{Ts - Ta}{ess - esa}\right) \quad \text{..................................(36)}$$

avec :

γ est une constante psychrométrique calculée selon la formule :

$$\gamma = \frac{C\rho * P}{\varepsilon * \lambda} \quad \text{...................................(37)}$$

où : c_p est la chaleur spécifique de l'air humide à pression constante = 1,013 * 10^{-3} (MJ/kg/°C) ; ε est un rapport du pois moléculaire-vapeur d'eau/air sec = 0,622 ; λ est la chaleur latente de vaporisation (calculée selon l'équation (26)) ; P est la pression atmosphérique en (kPa).

T_s et T_a sont les températures moyennes journalières de la surface de l'étang et de l'air en (°C) respectivement.

e_{ss} et e_{sa} sont les pressions de vapeur saturantes en (kPa) correspondantes à la température de la surface d'étang et de l'air respectivement.

---

(1) Dans cette recherche, nous avons utilisé trois thermomètres subaquatiques pour mesurer le profil de la température dans l'étang de Château et deux thermomètres pour l'étang Cistude. Les thermomètres utilisés dans l'étang de Château ont été installés à 25, 175 et 310 cm de profondeur ; les données du premier thermomètre ont été utilisées comme représentatives de la couche d'eau qui se prolonge de 0 à 85 cm de profondeur, les données du deuxième thermomètre représentent la couche entre 85 et 240 cm de profondeur et les données du troisième thermomètre représentent la couche entre 240 et 500 cm de profondeur. Malheureusement, nous avons perdu les données du thermomètre qui était installé à 200 cm de profondeur dans l'étang Cistude. Nous avons donc utilisé les données du thermomètre qui était installé à 25 cm de profondeur comme représentatives du profil entier de l'étang Cistude, qui a 0,8 mètre comme profondeur moyenne.

Pour conclure, il est très important de mentionner que l'utilisation de cette méthode nécessite une énorme attention du chercheur, car une très petite faute de calcul d'un des termes de cette méthode peut diriger vers une erreur très grande au niveau des résultats.

2.2 – La méthode du bilan hydrologique

« L'un des moyens les plus répandus pour l'estimation du pouvoir évaporant (l'évapotranspiration potentielle) annuelle est la méthode du bilan hydrique » (Budykoet et Zubenok, 1976, p. 2).

Indépendamment de l'étiquette, bilan hydrique ou bilan hydrologique, les deux termes sont trop souvent confondus, le bilan hydrologique se situe à l'échelle du bassin versant et concerne une démarche hydrologique, le bilan hydrique se situe à l'échelle de la plante et participe d'une démarche agronomique. Pour cette raison, nous avons utilisé, dans cette étude, le terme « bilan hydrologique » comme nom de cette méthode.

Cette méthode est une des méthodes indirectes de calcul de l'évaporation d'une masse d'eau. Le principe de cette méthode repose sur l'équation générale du bilan hydrologique qu'avait proposé P. Perrault au XVII[e] siècle (1674) pour le bassin de la Seine :

$$P = E + Q \text{ ....(38)}$$

avec : P = pluie ; E = évaporation et transpiration, Q = écoulement.

C'est-à-dire l'évaporation égale la différence entre les précipitations et l'écoulement.

Les calculs de l'évaporation par cette méthode ont permis d'établir de nombreuses cartes de l'évaporation et des pertes de chaleur dont elle s'accompagne : pour l'Italie (*Hydrographic Service, Italia,* 1948) ; La Scandinavie (Melin, 1948 ; Kuprijanov, 1960) ; le canada (Hare, Hay, 1971) ; La Finlande (Siren, 1948) ; l'Afrique (Karasik, 1970) ; l'Amérique du sud (Karasik, 1974) et pour le territoire de l'ancienne URSS (Budyko, 1947).

Si cette méthode est valable dans le cadre d'une approche suffisamment globale, appliquée à une période annuelle à partir de grandes aires géographiques, elle ne l'est bien évidemment plus sur un pas de temps court (Cosandey et Robinson, 2012, p. 7).

Pour cette raison, plus tard, plusieurs formules du bilan hydrologique ont apparu comme, par exemple, celle citée par G. Neuvy (1991, p. 19) :

$$P = E + C \pm \Delta S \text{ ....(39)}$$

avec :

P = volume pluviométrique ; E = volume évapotranspiré ; C = volume écoulé (eau dynamique), c'est-à-dire

$$C = R + I \text{ ....(40)}$$

avec : R = ruissellement direct et retardé ; I = infiltration et translation jusqu'à une source.

ΔS = volume d'eau stagnante, en surface et sous terre, stocké dans le sol et les organismes vivants. $\Delta S > 0$ si les réserves se reconstituent ; $\Delta S < 0$ si les réserves s'épuisent par écoulement et évaporation lors de la pluviométrie considérée.

Si cette opération comptable qui vise à établir le budget entre les entrées et les sorties en eau d'une unité hydrologique définie pendant une période de temps donnée est simple sur le papier, sa mise en œuvre l'est moins. En effet, pour pouvoir quantifier les composantes de ce bilan, il faut des mesures précises et fréquentes de toutes ces composantes pour une même portion d'espace et de temps. Si non, la marge d'erreur est très loin d'être négligeable. Les erreurs de mesure des composantes de ce bilan se reflètent directement dans les valeurs calculées de l'évaporation.

Dans cette recherche, grâce à nos mesures quotidiennes effectuées par des instruments de précision, nous sommes arrivés à adapter une formule de bilan hydrologique pour chaque type d'étangs étudiés.

En fait, le but principal de ces formules n'est pas de calculer l'évaporation comme un élément résiduel du bilan hydrologique. Bien au contraire, notre but est d'estimer l'élément non mesurable de ce bilan grâce aux mesures fiables des autres composantes de bilan.

2.2.1 – *La formule du bilan hydrologique adaptée pour l'étang de Château*

Pour cet étang encaissé situé dans une vallée avec des débits entrants et sortants permanents tout au long de l'année, sans plantes aquatiques, nous avons utilisé l'équation suivante :

$$P_{sé} + D_é + R = E + I + D_s \quad \text{..(41)}$$

avec : $P_{sé}$ = les précipitations tombées au-dessus de l'étang en (m^3/j) ; $D_é$ = le débit entrant à l'étang en (m^3/j) ; E = l'évaporation en (m^3/j) ; I = l'infiltration vers les nappes en (m^3/j) ; D_s = le débit sortant de l'étang en (m^3/j) ; R = ruissellement superficiel en (m^3/j).

Nous avons négligé dans cette formule les variations de la réserve du sol et du sous-sol parce que nous travaillions avec un étang où l'eau est toujours présente. Donc, la variation de la réserve est considérée comme nulle.

La mesure sur le terrain d'étude montre que la deuxième partie de cette équation est toujours supérieure à la première. Nous attribuons cette différence à l'important volume en eau entrée à l'étang via les ruissellements superficiels et l'écoulement souterrain ($R_{Éso}$). Cette quantité d'eau non mesurable peut être estimée par l'équation suivante :

$$R_{Éso} = (E + I + D_s) - (P_{sé} + D_é) \quad \text{................................(42)}$$

Dans l'équation (42), $R_{Éso}$ représente la quantité totale de l'écoulement souterrain en (m^3 / jour)

La réussite de la mesure et de l'estimation des différents éléments du bilan hydrologique de l'étang de Château nous a conduit à estimer le pourcentage des précipitations tombées au-dessus du

bassin versant de cet étang et qui arrivent jusqu'à l'étang sous forme de débit entrant, de ruissellement superficiel et d'écoulement souterrain en utilisant l'équation suivante :

$$\%Pa = \frac{Psé + Dé + R_{Éso}}{P} * 100 \quad ....(43)$$

avec : % P_a = pourcentage de précipitations arrivées à l'étang ; P = les précipitations tombées au-dessus du bassin versant de l'étang. Tous les termes de cette équation sont exprimés en unités de m^3/an.

2.2.2 – *La formule du bilan hydrologique adaptée pour l'étang Cistude*

L'étang Cistude est un étang pelliculaire situé dans un endroit très plat, avec des plantes hélophytes occupant environ 30 % de la superficie de l'étang. Pour cet étang, nous parlons plutôt d'un bilan climatique que d'un bilan hydrologique parce que le « canal » ou le cours d'eau saisonnier qui lie entre cet étang et l'étang en amont et celui en aval est sec pendant plus de 75% de l'année. C'est-à-dire, il n'y a pas de débit, ni entrant ni sortant pendant les trois quarts de l'année.

Dans cette étude, nous avons considéré toutes les eaux entrant dans cet étang via le canal qui le relie à l'étang Ricot (en amont) comme des débits entrants. Mais il reste une petite surface, située juste autour l'étang, qui draine ses eaux directement vers l'étang Cistude, cette petite surface égale 4.3 hectares.

Pour la période « sans débit », nous avons adapté l'équation suivante afin d'estimer les composantes du bilan que nous ne sommes pas arrivés à mesurer :

$$P + R = (E * 0,7) + (ETP * 0,3) + I \quad ....(44)$$

avec : P = les précipitations au-dessus de l'étang ; R = le ruissellement venant de la surface de 4,3 hectares entourant l'étang. E = l'évaporation directe de la surface de l'étang ; ETP = l'évapotranspiration potentielle des plantes hélophytes ; I = l'infiltration vers les nappes. L'unité de tous les symboles est en m^3.

Possédant le total des précipitations tombées pendant la période « sans débit » et les températures moyennes pour la même période, nous avons eu recours, par défaut, au calcul du déficit d’écoulement à partir de l’abaque mis au point par l’hydrologue allemand Wundt, partiellement modifiée par les français Coutagne et Pardé (Guilcher, 1965, p.268). En sachant le déficit d'écoulement nous pouvons estimer facilement le ruissellement (ruissellement = [précipitations - déficit d'écoulement] * la superficie du bassin qui draine ses eaux directement vers l'étang Cistude (4,3 ha).

Dans l'équation (44), nous avons calculé l'ETP des plantes hélophytes en reposant sur des valeurs initiales trouvées dans la littérature scientifique. « l'évapotranspiration par les hélophytes varie entre 1,5 à 2,5 fois plus que celle perdue par l'évaporation à partir des plans d'eau libres (Uryvajev,1953 ; Rashed, 2014 ; Herbst et Kappen, 1999).

Nous n'avons pas pris en compte dans l'équation (44) l'écoulement souterrain car la morphologie entourant l'étang est totalement plane. La seule source d'erreur dans cette équation vient de la quantité d'eau qui alimente le sol entourant l'étang pendant la période sèche de l'année.

Pour la période avec des débits entrant et sortant de l'étang, nous avons utilisé l'équation suivante :

$$P + R + D_é = (E * 0,7) + (ETP * 0,3) + I + D_s \text{ ....(45)}$$

avec $D_é$ et D_s sont les mêmes que dans l'équation (41).

Le seul élément inconnu dans les équations (44) et (45) est l'infiltration. Elle est donc calculée comme un élément résiduel de ce bilan.

Pour conclure nous pouvons dire qu'aucune de ces formules adaptées pour nos terrains d'étude ne peut être utilisée pour un autre étang car, lorsque nous voulons établir un bilan hydrologique pour un plan d'eau donné, il nous faut prendre en considération tous les facteurs affectés à ce bilan (morphologiques, biologiques...etc).

2.3 – Les méthodes de transfert de masse

Nous pouvons aborder la méthode de transfert de masse d'une manière fondée physiquement grâce à la thermodynamique des processus irréversibles qui justifie des expressions posées naturellement suivant la démarche (Philibert, 1985).

Le principe de cette méthode repose sur le rapport entre le flux de transfert et une force motrice caractéristique qui peut être, un gradient de concentration ou de pression (Haroun, 2008, p. 14).

Parmi les différentes natures de forces de transfert de masse, [gradient du potentiel électrique ; gradient du potentiel chimique ; gradient de la contrainte ; force centrifuge et gradient de la température (Philibert, 1985)], nous nous intéressons, dans cette recherche, seulement au gradient de la température entre la surface de l'eau et la couche d'air sus-jacente. Cette différence de la température conduit à une différence de pression de vapeur d'eau entre les deux couches. En présence de cette différence de pression, on admet qu'il s'établit un flux de molécules d'eau dans le sens descendant de la pression. Ce flux est accompagné d'un changement de phase (Liquide/gazeuse) dans le processus d'évaporation ou (gazeuse/liquide) dans le processus de condensation.

Le flux des molécules d'eau est exprimé en (L/T). Mais, nous utilisons, souvent, l'unité de (mm/jour) pour exprimer le flux d'évaporation.

« *Les méthodes du bilan d'énergie et du transfert de masse utilisées pour évaluer les quantités d'eau évaporées sont théoriquement exactes* » (Grayet *et al*., http://hydrologie.org/BIB/Gray/GRAY003.pdf, p. 26).

« *Le transfert de vapeur est essentiellement un processus de diffusion ; son taux est déterminé par le gradient de concentration de vapeur d'eau et par le taux de transfert par turbulence, lequel dépend de la vitesse du vent.* » (UNESCO, 1961, p. 15).

Les méthodes de transfert de masse donnent des résultats satisfaisants dans de nombreux cas et utilisent normalement des variables facilement mesurables et ont une formulation simple (Thornthwaite et Holzman, 1939 ; Meyer, 1944 ; Jensen, 1973). Cette méthode est l'une des plus ancienne méthode et est toujours une méthode intéressante pour estimer l'évaporation à partir des plans d'eau libres en raison de sa simplicité et de sa précision raisonnable (Singh et Xu, 1997).

Pour une nappe d'eau libre, la plupart des équations empiriques de ce type de méthodes sont basées sur l'équation aérodynamique simple dérivée de la loi de Dalton :

$$E = k * f(u)\ (e_s - e_a) \quad \text{.......................(46)}$$

où : E est l'évaporation par unité de temps ; f(u) est une fonction de la vitesse horizontale du vent ; e_s est la pression de vapeur de l'air saturé à la température de la surface d'eau ; e_a est la pression actuelle de la vapeur dans l'air en un point quelconque au-dessus de la surface de l'eau ;k est une constante.

Les équations que nous avons utilisé liées à ce type de méthodes dans la recherche actuelle sont les suivantes :

2.3.1 – *La formule de Meyer (1915)*

Cette formule à été appliquée aux lacs peu profonds aux États Unis par F. Meyer. Cette formule est une des équations dérivée de la loi de Dalton et, à notre connaissance, la première formule qui donne des résultats acceptables pour le taux d'évaporation à partir des plans d'eau libre.

La formule de Meyer s'exprime par l'équation suivante :

$$E = 11\ (1 + 0{,}01 * U)\ (es - ea) \quad \text{.......................(47)} \qquad \text{(Meyer, 1915)}$$

où : E est le taux d'évaporation en unité de (pouces/mois) ; U est la vitesse moyenne mensuelle du vent en (miles par heure) ; es est la pression de vapeur de l'air saturé à la température de la surface d'eau ; ea est la pression actuelle de la vapeur dans l'air (es et ea sont en unité de Pouce de mercure)

Dans notre recherche actuelle, nous avons utilisé cette formule pour calculer l'évaporation en (mm/j). Pour cela, nous avons multiplié l'équation par 25,4 pour convertir l'unité de pouces en millimètres. Ensuite, nous l'avons divisée par le nombre de jours dans le mois.

Après avoir effectué ces modifications, nous avons obtenu les constantes suivantes (9,9786 ; 9,6345 ; 9,3133 ; 9,0129). pour les mois (Février « 28 jours » ; Février « 29 jours » ; les mois de 30 jours ; les mois de 31 jours) respectivement.

L'utilisation de ces constantes nous a permis d'obtenir les résultats en (mm/j) directement.

2.3.2 – *La formule de Rohwer (1931)*

Parmi de nombreuses formules de la méthode de transfert de masse, celle de Rohwer (1931) résume les résultats de travaux intensifs (485 jours) effectuées à Fort Collins, Colorado, États Unis (Penman, 1948 cité par Oudin, 2004, p. 346).

La formule de Rohwer s'écrit de la façon suivante :

$$E = 0{,}77\ (1{,}465 - 0{,}0186\ P)\ (0{,}44 + 0{,}118\ U)\ (es - ea)$$ ....(48) (Rohwer, 1931)

où : E est l'évaporation en (pouces par jour) ; P est la pression atmosphérique en (Pouces de mercure) ; les autres termes sont similaires à l'équation (47).

Pour cette formule, nous avons multiplié les résultats par 25,4 pour les convertir de pouce en mm. Donc la formule que nous avons utilisée lors des calculs est la suivante :

$$E = 19{,}558\ (1{,}465 - 0{,}0186\ P)\ (0{,}44 + 0{,}118\ U)\ (es - ea)$$ ....(49)

2.3.3 – *La formule de Penman (1948)*

En ce qui concerne la formule de Penman (1948) il faut avoir à l'esprit que H. Penman a proposé dans son article publié en (1948) une formule pour calculer l'évaporation à partir d'une surface d'eau libre et une autre pour calculer l'évapotranspitation potentielle à partir d'un sol nu ou d'un sol avec un couvert végétal. Cette dernière a été utilisée par Météo France pour calculer l'ETP et réaliser les cartes de l'ETP moyenne annuelle (Delarozière-Bouillin, 1971 ; Ducharne, 2002 ; Gaume, 2002).

Ce qui nous intéresse ici est la première formule, qui est utilisée pour calculer l'évaporation. Cette formule était le fruit d'un travail expérimental, d'un an et demi (1944-1945), mené dans l'enceinte météorologique de Rothamsted, située dans un parc dans les Chiltern Hills (Angleterre).

La formule de Penman (1948) est exprimée par l'équation suivante :

$$E = 0{,}35\ (1 + 0{,}24\ U)\ (es - ea)$$ ....(50)

avec : tous les termes sont en unités similaires à l'équation (48). Pour convertir la valeur d'évaporation de (pouce/jour) en (mm/j), nous avons multiplié les résultats de cette formule par 25,4.

2.3.4 – *La formule de Romanenko (1961)*

L'une des formules qui se sont dégagées après la formule de Penman est celle de Romanenko (1961). Cette formule est exprimée par l'équation suivante :

$$E = 0{,}0018\ (Ta + 25)^2\ (100 - H)$$ ....(51) (Romanenko, 1961, cité par Singh et Xu, 1997)

avec : E est le taux d'évaporation en (mm/mois) ; Ta est la température moyenne mensuelle de l'air en (°C) ; H est l'humidité relative en (%).

Nous avons utilisé cette formule pour calculer l'évaporation journalière en utilisant des données moyennes journalières de différentes variables météorologiques utilisées dans cette formule et en divisant l'équation par le nombre de jours du mois considéré. Pour cela l'équation (51) était multipliée par ($6{,}43 * 10^{-5}$; $6{,}21 * 10^{-5}$; $6 * 10^{-5}$; $5{,}81 * 10^{-5}$) à la place de (0,0018) pour les mois (Février « 28 jours » ; Février « 29 jours » ; les mois de 30 jours ; les mois de 31 jours) respectivement.

2.3.5 – *La formule de Konstantinov (1968)*

La dernière formule de cette famille que nous citons dans cette thèse est la formule de Konstantinov (1968). Cette formule a été appliquée dans les pays de la Communauté des États Indépendants (CEI) pour l'estimation de l'évaporation d'après des mesures de la température et d'humidité de l'air au psychromètre sous abri, à deux mètres au-dessus du sol. Cette formule est présentée par l'équation suivante :

$$E = 0{,}024 * \left(\frac{Tw - Ta}{U}\right) + 0{,}166\, U * (es - ea) \quad \text{........................(52)}$$

avec : E est le taux d'évaporation en (pouce par jour) ; Tw est la température moyenne journalière de la surface de l'eau en (°C) ; Ta est la température moyenne journalière de l'air à 2 mètres de hauteur en (°C) ; U est la vitesse moyenne journalière en (miles par heure) ; es et ea sont similaires à l'équation (47).

Pour convertir les résultats de cette méthode de pouce par jour en millimètre par jour nous avons multiplié l'équation par 25,4.

Dans cette recherche, nous avons préféré ne pas citer les formules qui nous ont donné des résultats très loins de nos mesures sur le terrain. Nous pouvons mentionner ici la formule de Harbeck *et al*., (1958) et celle de Kuzmin (1957).

2.4 – Les méthodes de combinaison

Les différentes formules de cette méthode sont fondées sur la méthode du bilan énergétique et la méthode aérodynamique (Kohler *et al*., 1955). Ce type de méthodes mathématiques combine entre l'effet radiatif et l'effet de la stabilité de l'air à la surface (Belarabi et Saïghi, 2007). Pour de nombreuses applications, une combinaison des procédures aérodynamiques et du bilan d'énergie est souhaitable (Jensen, 2010).

La méthode de combinaison est la plus couramment utilisée en hydrologie et météorologie pour calculer le taux d'évaporation d'une surface d'eau libre, et elle fait appel à quatre paramètres climatiques (la température de l'air, l'humidité relative, la vitesse du vent et le rayonnement solaire). Il existe aussi des formules qui ont besoin des données sur la température de la surface évaporante.

À notre connaissance, H. Penman est le premier chercheur qui a proposé, en 1948, une formule de ce genre. La plus communne des équations combinées a été dérivée des formules de Penman (1948, 1956). L'approche de Penman est assez particulière puisqu'elle combine deux méthodes à

base physique et ajuste des coefficients empiriques pour obtenir une formule ne dépendant que des facteurs climatiques.

La formule de Penman (1948) a été modifiée et développée plusieurs fois par Penman lui-même et par d'autres chercheurs comme J. Monteith (1965) et Priestley et Taylor (1972).

En ce qui concerne ce type de méthodes, nous avons utilisé dans cette recherche plusieurs formules dont les formules les plus répandues dans la littérature scientifique. Ci-après l'explication des équation utilisées.

2.4.1 – *La formule de Penman (1948)*

La formule proposée par le britannique H. Penman (1948) est la première formule qui combine la partie radiative et la partie aérodynamique pour calculer la quantité d'eau perdue par l'évaporation. La formule originale a eu pour but de calculer l'évapotranspiration de référence (Eto). Autrement dit, calculer la quantité d'eau perdue par une végétation de référence (gazon de 12 cm de hauteur) en phase active de croissance recouvrant totalement un sol assurant une alimentation hydrique optimale.

Cette formule était une des formules les plus recommandées par la FAO (Doorenbus et Puitt, 1977).

Dans cette recherche nous avons utilisé une version un peu modifiée citée par H. Yao (2009). Cette formule prend en considération la variation de stockage de chaleur de plan d'eau plutôt que de prendre seulement le rayonnement net. Elle est écrite comme :

$$E=\frac{\Delta}{\Delta+\gamma}\frac{Rnet-S}{\lambda}+0{,}0026\left(1+0{,}54\,U\right)\left(1-h\right)\left(esa\times100\right) \quad \text{.........................(53)}$$

avec :

E est le taux d'évaporation en (mm / jour) ;

Δ est la pente de la courbe de la pression de vapeur saturante à la température de l'air (kPa / °C). Elle est calculée selon l'équation suivante :

$$\Delta=\frac{(4098)*\left(0{,}6108\exp^{\left(\frac{17{,}27\,T}{T+237{,}3}\right)}\right)}{\left(T+237{,}3\right)^2} \quad \text{……............... (54)}$$

où : T est la température moyenne journalière de l'air en (°C) ;

γ est la constante psychrométrique en (kPa / °C), elle est calculée selon l'équation (37) ;

R_{net} est le rayonnement net à la surface de l'étang en (MJ / m² / jour) ;

S est la variation de la chaleur emmagasinée dans l'étang (en fonction des variations de température de l'eau) en (MJ /m² / jour) ;

λ est la chaleur latente d'évaporation en (MJ / kg / °C), elle est calculée selon l'équation (26) ;

U est la vitesse moyenne journalière du vent à 2 mètres au-dessus de la surface d'étang en (m / s) ;

h est la moyenne journalière de l'humidité relative (h ≤ 1) :

$$h=\frac{Hr}{100} \quad ....(55)$$

e_{sa} est la pression de vapeur saturante en (kPa) correspondant à la température de l'air, elle est calculée selon l'équation (34).

2.4.2 – *La formule de la FAO (1956) Penman-Monteith*

C'est la formule adoptée par la FAO (Allen *et al.,* 2006) qui est la plus répandue dans la littérature scientifique. Bien que cette formule soit élaborée pour calculer le taux d'évapotranspiration de référence (Eto), nous l'avons utilisée dans cette recherche pour deux raisons. La première permet le calcul de l'évapotranspiration potentielle des végétations entourant nos étangs d'étude en prenant en compte le coefficient cultural. La deuxième permet le calcul de l'évaporation d'étangs en effectuant quelques modifications sur cette formule.

Les modifications que nous avons faites sont : remplacer la température moyenne journalière de l'air et la pression de vapeur saturante correspondante à la température de l'air (utilisées dans la formule originale) par la température moyenne journalière de l'eau et la pression de vapeur saturante correspondante à la température de la surface de l'eau. Ensuite, nous avons considéré la résistance de la surface de l'eau comme zéro. Enfin, nous avons tenu compte du pourcentage d'albédo de l'eau concernant le rayonnement solaire de petite longueur d'onde comme il est illustré dans la table (7).

L'équation de Penman-Monteith (1956) est formulée ainsi :

$$ETo=\frac{0{,}428\,\Delta(Rn-G)+\gamma\frac{900}{T+273}U(es-ea)}{\Delta+\gamma(1+0{,}34\,U)} \quad ....(56)$$

avec :

ETo est le taux d'évapotranspiration de référence ;

G est le flux de chaleur du sol en (MJ / m² / jour), ce terme a été remplacé par le terme S dans l'équation (53) lorsque cette formule sert pour calculer l'évaporation de l'étang. Nous pouvons calculer (G) selon l'équation suivante :

$$G=Cs\frac{T_i-T_{(i-1)}}{\Delta t}\Delta z \quad ....(57)$$

avec :

Cs est le Capacité calorifique du sol (MJ / m / °C) ;

T_i est la température de l'air au jour i (°C) ;

T_{i-1} est la température de l'air au jour (i – 1) (°C) ;

Δt est l'intervalle de temps (un jour dans notre cas) ;

Δz est l'épaisseur effective du sol (m).

« *pour des intervalles de temps du jour à une dizaine de jours, le flux de chaleur sous la culture de référence est faible et peut être négligé » ; « le flux de chaleur du sol est faible par rapport au rayonnement net (Rnet) et peut souvent être ignoré »* (Allen *et al.,* 2006, p. 43). Pour ces raisons, nous avons négligé le terme G quand nous avons calculé l'ETo.

e_s est la pression de vapeur saturante à la température de l'air en (kPa), elle est calculée selon l'équation (34), ce terme a été remplacé par le terme e_{ss} (la pression de vapeur saturante à la température de la surface (Ts) lorsque l'utilisation de cette formule pour calculer l'évaporation d'étang ;

e_a est la pression de vapeur réelle en (kPa), elle est calculée selon l'équation (33) ;

(e_s – e_a) est le déficit de pression de vapeur de l'air par rapport à la saturation (kPa),

T est la température moyenne journalière de l'air en (°C), elle est remplacée par (T_s) lorsque nous utilisons cette formule pour calculer l'évaporation d'étang ;

les autres termes sont les mêmes que dans l'équation (53).

2.4.3 – *La formule de Priestley-Taylor (1972)*

Priestley et Taylor (1972) ont proposé une version simplifiée de l'équation de combinaison de Penman (1948) pour une utilisation lorsque les zones de surface sont totalement humides (Xu et Chen, 2005).

Ils ont supprimé la composante aérodynamique et multiplié la composante d'énergie par un coefficient (α). α est la constante de Priestley-Taylor dont la valeur est généralement fixée à 1,26 (Rosenberry *et al.,* 2007).

Cette formule exige une connaissance du rayonnement net et de la variation de la chaleur emmagasinée dans l'étang. Par contre, elle n'a pas besoin des données ni sur la vitesse du vent, ni sur l'humidité relative (Vardavas et Fountoulahis, 1996).

L'équation de Priestley-Taylor a été appliquée au lac Flevo (lac peu profond aux Pays-Bas) par De Bruin et Keijman (1979) qui ont constaté que le coefficient (α) est soumis à des variations mensuelles comprises entre 1,2 et 1,5 avec les valeurs inférieures correspondant aux mois d'été.

La formule de Priestley-Taylor est exprimée selon l'équation suivante :

$$E=\alpha\frac{\Delta}{\Delta+\gamma}\frac{Rnet-S}{\lambda} \quad ....(58)$$

avec : tous les termes sont les mêmes que dans l'équation (53).

2.4.4 – *La formule de DeBruin-Keijman (1979)*

Après avoir appliqué la formule de Priestley-Taylor sur un grand nombre des lacs peu profond aux Pays-Bas, DeBruin et Keijman (1979) ont proposé une version développée de l'équation de Priestley-Taylor (1972). La nouvelle version est exprimée comme l'équation suivante :

$$E=\frac{\Delta}{0{,}95\,\Delta+0{,}63\,y}\frac{Rnet-S}{\lambda} \quad ....(59)$$ (Winter *et al.*, 1995)

avec : tous les termes sont les même que dans l'équation (53)

2.4.5 – *La formule de Brutsaert-Stricker (1979)*

La formule de Brutsaert-Stricker (1979) est formulée ainsi :

$$E=(2\alpha-1)\frac{\Delta}{\Delta+\gamma}\frac{Rnet-S}{\lambda\rho}86{,}4-\frac{\gamma}{\Delta+\gamma}0{,}26(0{,}5+0{,}54\,U)(es-ea) \quad ....(60)$$

avec :

E est l'évaporation en (mm/jour) ;

α = 1,26 = la constante de Priestley-Taylor ;

Δ est la pente de la courbe de la pression de vapeur saturante à la température de l'air en unité de (Pa / °C) ;

γ est la constante psychrométrique en (Pa / °C) ;

Rnet est le rayonnement net en (W / m²) ;

S est la variation de la chaleur emmagasinée dans l'étang (en fonction des variations de température de l'eau) en (W / m²) ;

λ est la chaleur latente d'évaporation en (MJ / kg) ;

ρ est la densité de l'eau = 998 (kg/m^3) à 20 °C ;

U est la vitesse du vent en (m / s) ;

e_s et e_a sont respectivement la pression de vapeur d'eau saturante et actuelle à la température de l'air en unité de (millibar).

Pour conclure, les cinq formules citées ci-dessus sont les formules de combinaisons les plus répandues dans la littérature pour calculer l'évaporation. Chacune d'entre elles existe en plusieurs formes dans les références scientifiques et cela dépend de l'intervalle temporel utilisé et des unités utilisées dans la formule.

2.5 – Les méthodes simplifiées

Les formules mathématiques les plus répandues dans la littérature ont été conçues pour calculer l'évaporation en reposant sur des données météorologiques disponibles dans les stations météorologiques standards. Mais, lorsqu'il existe un manque de données, ou que les données disponibles ne sont pas fiables, le besoin d'une formule simplifiée devient nécessaire. Pour cette raison, plusieurs méthodes ont été proposées.

Le principal avantage de ce type de méthodes est qu'elles sont capables de donner des estimations proches (voire très proches) des mesures directes en utilisant un ou deux paramètres météorologiques maximum comme, par exemple, la température de l'air ou la température de l'air et le rayonnement solaire seulement.

Dans cette partie nous allons montrer quelques formules de ce type utilisées pour calculer le taux d'évaporation à partir d'une surface d'eau libre. Il est très important de mentionner que nous n'avons pas cherché les formules les plus faciles à utiliser. Notre but était d'utiliser les formules simplifiées qui donnent des calculs proches des mesures directes sur les terrains d'étude.

2.5.1 – *La formule de Jensen-Haise (1963)*

En fait, cette formule ne fait partie d'aucun des groupes précédents, nous ne pouvons la classer que comme une équation simplifiée reposant principalement sur des mesures de la température de l'air et du rayonnement solaire global pour déterminer le taux d'évaporation.

Cette méthode a été proposée par E. Jensen et R. Haise en (1963), elle représente une méthode reposant sur la température de l'air et le rayonnement solaire pour estimer l'évapotranspiration potentielle. Elle a été utilisée fréquemment dans les régions de l'ouest des États Unis.

Les valeurs calculées selon cette méthode ont été utilisées par le programme de *AgriMet* comme des valeurs de référence supplémentaire pour la modélisation des cultures (Dockter, 1994).

La formule de Jensen-Haise est la suivante :

$$ETP = (0{,}014\,((1{,}8\,Ta + 32) - 0{,}5)) \cdot (\frac{Rs}{\lambda}) \quad \text{..................(61)} \qquad \text{(McGuinness et Bordne, 1972)}$$

avec : ETP est l'évapotranspiration potentielle en (mm / jour) ;

Ta est la température de l'air en (°C) ;

Rs est le rayonnement solaire mesurée par le pyranomètre de la station météorologique en unité de (MJ / m² / jour) ;

λ est la chaleur latente d'évaporation en (MJ / kg).

Bien que cette méthode ait été initialement conçue pour le calcul de l'ETP, elle est souvent utilisée pour calculer l'évaporation à partir des plans d'eau libres (Winter *et al.*, 1995 ; Rosenberry *et al.*, 2004 ; Rosenberry *et al.*, 2007).

2.5.2 – *La formule de Stephens-Stewart (1963)*

Les américains Stephens et Stewart (1963) ont introduit une méthode reposant sur le rayonnement solaire et la température de l'air pour calculer le taux d'évapotranspiration potentielle (ETP). Cette méthode a été calibrée en comparant ses calculs avec les mesures de 30 mois de l'ET de St Augustine Herbe (*Stenotaphrum secundatum*) cultivé dans un lysimètre à Fort Lauderdale, en Florida (États Unis).

Cette méthode a été appelée "l'évaporation-fraction équivalente de l'énergie solaire" (*Fractional Evaporation-Equivalent of Solar Energy*), méthode établie par Stephens-Stewart, mais elle est essentiellement de la même forme que la méthode originale de Jensen-Haise (1963).

La formule de Stephens-Stewart est exprimée par l'équation suivante :

$$ETP = [0{,}0082(Ta - 1{,}19) \cdot (\frac{Rs}{1500})]\, 25{,}4 \quad \text{...................(62)} \quad \text{(McGuinness et Bordne, 1972)}$$

avec : ETP est l'évapotranspiration potentielle (ETP) en (mm/jour) ;

Ta est la température moyenne journalière de l'air en (°F) ;

Rs est le rayonnement solaire (mesurée par le pyranomètre) en (calorie/cm²[(1)]).

Cette méthode a aussi été conçue pour le calcul de l'ETP, mais elle est souvent utilisée pour calculer l'évaporation à partir des plans d'eau libres (Winter *et al.*, 1995 ; Rosenberry *et al.*, 2004 ; Rosenberry *et al.*, 2007).

2.5.3 – *La formule de Makkink*

La méthode de Makkink lie le taux d'évaporation quotidienne de référence au rayonnement solaire descendant de petite longueur d'onde (Hiemstra et Sluiter, 2011). Cette formule peut être

(1) Pour convertir le rayonnement solaire de (J/m²/jour) en (calorie/cm²) nous avons divisé le rayonnement solaire mesuré par la station météorologique par (10000) (pour passer de m² à cm²). Ensuite, nous avons divisé le résultat par (4,1868) afin de passer de joule en calorie.

considérée comme une équation simplifiée de la famille des méthodes de combinaison. Mais elle ne prend pas en compte la partie d'aérodynamique, qui était remplacée par un coefficient (C).

L'équation de Makkink est formulée ainsi :

$$ETref = C \cdot \left(\frac{\Delta}{(\Delta+\gamma)}\right) \cdot \left(\frac{Rs}{\lambda}\right) \quad \text{.....................................(63)}$$

avec : C est une constante = 0,65 (De Bruin, 1987) ;

Δ, γ et λ sont les mêmes que dans l'équation (53) ;

Rs est le rayonnement solaire (mesuré par le pyranomètre) en (MJ / m² / jour).

2.5.4 – *La formule de Thornthwaite (1944)*

Elle est une des méthodes les plus anciennes et les plus répandues dans la littérature scientifique, surtout dans les études effectuées par des chercheurs qui ne sont pas spécialistes en hydroclimatologie. La formule de Thornthwaite n'exige que des données sur la température moyenne mensuelle de l'air. Pour cette raison, nous ne pouvons la classer dans aucun des quatre groupes précédents.

Cette méthode a été utilisée pour calculer l'ETP pour 55 station météorologiques françaises pour la période (1958-1967), les résultats de ce calcul sont utilisés pour établir une carte de l'ETP recouvrant la totalité de la France métropolitaine (Delarozière-Bouillin, 1971).

« *Le calcul de l'ETP mensuelle avec cette méthode n'est possible que si la température moyenne mensuelle est inférieure ou égale à 38 °C* » (Bonnet *et al.,* 1970, p. 2).

La formule de Thornthwaite est écrite comme l'équation suivante :

$$ETP(m) = 16 \cdot \left(\frac{10\,T(m)}{I}\right)^{\alpha} \cdot f(m,\phi) \quad \text{.....................................(64)} \quad \text{(Bouteldjaoui } et\ al.\text{, 2011)}$$

avec : ETP est l'évapotranspiration potentielle du mois m (m = 1 à 12) en (mm) ;

T(m) est la température moyenne de l'air en (°C);

$\alpha = 0.016 * I + 0.5$

I est un indice thermique annuel, somme de douze indices mensuels $I = \Sigma\, i(m)$

où :

$$i(m) = \left(\frac{T(m)}{5}\right)^{1,514} \quad \text{...................................(65)}$$

f(m, ϕ) est un facteur correctif fonction du mois (m) et de la latitude (ϕ) (voir la Table. 8)

Bien que cette méthode soit utilisée normalement pour estimer l'ETP, nous l'utilisons dans cette étude parce qu'elle ne prend pas en compte ni la résistance aérodynamique, ni la résistance de la surface. Donc, l'ETP dans ce cas est considérée égale à l'évaporation à partir d'une surface d'eau libre.

Table 8. *Coefficient de correction f(m,* ϕ) de la formule de Thornthwaite.
(Source : Brochet et Gerbier, 1986)

Lat. N.	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
0	1.04	.94	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04
5	1.02	.93	1.03	1.02	1.06	1.03	1.06	1.05	1.01	1.03	.99	1.02
10	1.00	.91	1.03	1.03	1.08	1.06	1.08	1.07	1.02	1.02	.98	.99
15	.97	.91	1.03	1.04	1.11	1.08	1.12	1.08	1.02	1.01	.95	.97
20	.95	.90	1.03	1.05	1.13	1.11	1.14	1.11	1.02	1.00	.93	.94
25	.93	.89	1.03	1.06	1.15	1.14	1.17	1.12	1.02	.99	.91	.91
26	.92	.88	1.03	1.06	1.15	1.15	1.17	1.12	1.02	.99	.91	.91
27	.92	.88	1.03	1.07	1.16	1.15	1.18	1.13	1.02	.99	.90	.90
28	.91	.88	1.03	1.07	1.16	1.16	1.18	1.13	1.02	.98	.90	.90
29	.91	.87	1.03	1.07	1.17	1.16	1.19	1.13	1.03	.98	.90	.89
30	.90	.87	1.03	1.08	1.18	1.17	1.20	1.14	1.03	.98	.89	.88
31	.90	.87	1.03	1.08	1.18	1.18	1.20	1.14	1.03	.98	.89	.88
32	.89	.86	1.03	1.08	1.19	1.19	1.21	1.15	1.03	.98	.88	.87
33	.88	.86	1.03	1.09	1.19	1.20	1.22	1.15	1.03	.97	.88	.86
34	.88	.85	1.03	1.09	1.20	1.20	1.22	1.16	1.03	.97	.87	.86
35	.87	.85	1.03	1.09	1.21	1.21	1.23	1.16	1.03	.97	.86	.85
36	.87	.85	1.03	1.10	1.21	1.22	1.24	1.16	1.03	.97	.86	.84
37	.86	.84	1.03	1.10	1.22	1.23	1.25	1.17	1.03	.97	.85	.83
38	.85	.84	1.03	1.10	1.23	1.24	1.25	1.17	1.04	.96	.84	.83
39	.85	.84	1.03	1.11	1.23	1.24	1.26	1.18	1.04	.96	.84	.82
40	.84	.83	1.03	1.11	1.24	1.25	1.27	1.18	1.04	.96	.83	.81
41	.83	.83	1.03	1.11	1.25	1.26	1.27	1.19	1.04	.96	.82	.80
42	.82	.83	1.03	1.12	1.26	1.27	1.28	1.19	1.04	.95	.82	.79
43	.81	.82	1.02	1.12	1.26	1.28	1.29	1.20	1.04	.95	.81	.77
44	.81	.82	1.02	1.13	1.27	1.29	1.30	1.20	1.04	.95	.80	.76
45	.80	.81	1.02	1.13	1.28	1.29	1.31	1.21	1.04	.94	.79	.75
46	.79	.81	1.02	1.13	1.29	1.31	1.32	1.22	1.04	.94	.79	.74
47	.77	.80	1.02	1.14	1.30	1.32	1.33	1.22	1.04	.93	.78	.73
48	.76	.80	1.02	1.14	1.31	1.33	1.34	1.23	1.05	.93	.77	.72
49	.75	.79	1.02	1.14	1.32	1.34	1.35	1.24	1.05	.93	.76	.71
50	.74	.78	1.02	1.15	1.33	1.36	1.37	1.25	1.06	.92	.76	.70
Lat. S.												
5	1.06	.95	1.04	1.00	1.02	.99	1.02	1.03	1.00	1.05	1.03	1.06
10	1.08	.97	1.05	.99	1.01	.96	1.00	1.01	1.00	1.06	1.05	1.10
15	1.12	.98	1.05	.98	.98	.94	.97	1.00	1.00	1.07	1.07	1.12
20	1.14	1.00	1.05	.97	.96	.91	.95	1.99	1.00	1.08	1.09	1.15
25	1.17	1.01	1.05	.96	.94	.88	.93	.98	1.00	1.10	1.11	1.18
30	1.20	1.03	1.06	.95	.92	.85	.90	.96	1.00	1.12	1.14	1.21
35	1.23	1.04	1.06	.94	.89	.82	.87	.94	1.00	1.13	1.17	1.25
40	1.27	1.06	1.07	.93	.86	.78	.84	.92	1.00	1.15	1.20	1.29
42	1.28	1.07	1.07	.92	.85	.76	.82	.92	1.00	1.16	1.22	1.31
44	1.30	1.08	1.07	.92	.83	.74	.81	.91	.99	1.17	1.23	1.33
46	1.32	1.10	1.07	.91	.82	.72	.79	.90	.99	1.17	1.25	1.35
48	1.34	1.11	1.08	.90	.80	.70	.76	.89	.99	1.18	1.27	1.37
50	1.37	1.12	1.08	.89	.77	.67	.74	.88	.99	1.19	1.29	1.41

2.5.5 – *La formule de Boyd (1985)*

Cette formule est la formule la plus simple que nous ayons trouvée dans la littérature scientifique. Elle n'a besoin que des données sur la température de la surface de l'eau. Comme la formule de Thornthwaite, cette formule ne peut faire partie d'aucun des premiers quatre groupes de méthodes.

Elle est normalement utilisée pour calculer le taux d'évaporation mensuelle en (mm par mois), mais nous pouvons l'utiliser pour calculer l'évaporation journalière en divisant par (n) ; où (n) égale le nombre des jours dans le mois concerné.

La formule exprime le taux d'évaporation mensuel (Em) en (mm) par l'équation suivante :

$E\,(m) = (9{,}94 + (5{,}039\,Tm))\ 0{,}8$ ....(66) (Trintignac et Kerleo, 2004)

avec : Tm : température moyenne mensuelle de la surface de l'eau en (°C).

Dans cette recherche nous avons utilisé cette formule pour calculer l'évaporation journalière (Ej) en reposant sur des données quotidiennes sur la température de la surface de l'eau (Tj). Pour cette raison nous avons utilisé l'équation suivante :

$$Ej = \frac{(9,94 + 5,039\,Tj) * 0,8}{n} \quad \text{........................(67).}$$

où : n est le nombre de jours de mois concerné.

Pour conclure cette partie, le chercheur peut trouver, dans la littérature scientifique, beaucoup de formules qui simplifient des méthodes standards couramment utilisées pour calculer l'évaporation ou même l'ETP comme la formule de Penman-Monteith (1956) (Valiantzas, 2013), la formule de Penman (1963) (Valiantzas, 2006) et certaines autres formules. Nous n'avons pas expliqué ces formules algébriques car notre but n'est pas de montrer toutes les formules simplifiées existantes dans la littérature, bien au contraire, notre objectif est d'utiliser quelques unes de ces formules pour tester leur fiabilité en comparant les calculs donnés par ces méthodes avec les mesures directes effectuées sur le terrain d'étude.

CHAPITRE III

3 – LES DIFFÉRENTS FACTEURS INFLUENÇANT LE PROCESSUS D'ÉVAPORATION ET D'ÉVAPOTRANSPIRATION

Après avoir pris connaissance des différents outils que nous avons utilisés pour mesurer l'évaporation et les multiples formules mathématiques, selon lesquelles nous avons calculé l'évaporation en utilisant des données météorologiques collectées sur nos terrains d'étude, et avant de commencer à discuter les résultats de ces mesures, nous pensons qu'il est très important de consacrer un chapitre à bien comprendre le processus d'évaporation et la façon dont il se déroule sous des conditions naturelles à partir d'une surface d'eau libre, d'un sol nu bien humide et d'un sol couvert par deux espèces végétales différentes.

Pour cela, nous avons fait une expérience qui a duré quatre mois (entre 01/05/2016 et 31/08/2016). Dans cette expérience nous avons installé une station météorologique à 1,5 mètre au-dessus de la surface d'un bac évaporatoire de forme rectangulaire (76 x 52 cm) et de (15 cm) de profondeur, soit d'un volume de (0,059 m^3 = 59 litres). Dans ce bac nous avons installé un thermomètre à mercure dont nous avons pris les mesures trois fois par jour (à 8h00, 14h00 et 22h00)[(1)]. Nous avons mesuré l'évaporation à partir de ce bac une fois par jour (à 8h00) à l'aide d'une jauge à crochet (voir le chapitre des outils de mesures). Pour mesurer l'évaporation à partir d'un sol nu humide nous avons utilisé une boîte de (10 x 10 x 10 cm) de dimensions, nous l'avons remplie par un sol maintenu humide. En ce qui concerne la mesure d'évapotranspiration des plantes, nous avons planté deux espèces différentes de plantes (Fève et Jonc). Nous les avons plantées dans des boîtes en plastiques identiques de forme cylindrique (10 cm de diamètre et 15 cm de profondeur). Les mesures d'évaporation à partir du sol nu humide et l'évapotranspiration réelle des plantes ont été effectuées toutes les quatre heures (8h00, 12h00, 16h00, 20h00, 0h00, 4h00) en utilisant une balance de haute précision (0,1 gramme) (voir la photo. 18).



Photo. 18 : *Balance de haute précision*

Il est très important de noter que la station météorologique et les instruments de mesure de l'évaporation que nous avons utilisés dans cette expérience ont été installés juste à l'est d'un mur qui permettait au rayonnement solaire direct d'arriver à l'endroit de l'expérience seulement entre 10h30 et 14h30 (voir la Figure. 27). Donc, nous ne pouvons pas généraliser les résultats de cette expérience à un autre endroit, mais ils restent de bons indicateurs sur le rôle des facteurs météorologiques dans le processus d'évaporation (à partir d'une surface d'eau libre et un sol nu humide) et d'évapotranspiration (des plantes aquatiques ,le jonc, et les plantes cultivées, la fève) car ils sont tous (données météorologiques et mesures directes d'évaporation et d'évapotranspiration réelle) pris au même endroit.

---

(1) Nous avons calculé la température moyenne journalière de l'eau (T_{mj}) comme suivante :

1. Température de la nuit (T_n) =($T_{22h00} + T_{8h00}$) / 2 ; Température du matin (T_m) = ($T_{8h00} + T_{14h00}$) / 2 ; Température du soir (T_s) = ($T_{14h00} + T_{22h00}$) / 2.
2. $T_{mj} = (T_n + T_m + T_s) / 3$

Dans ce chapitre nous ne nous appuyons pas seulement sur les données et les mesures de notre expérience mais aussi sur des références scientifiques. Quand nous allons constater une grande différence entre ce que nous trouvons dans les références scientifiques et les traitements de nos données, nous allons expliquer d'où vient cette différence et quel est le responsable d'un tel écart.

Nous allons tout d'abord étudier en détail les facteurs qui affectent l'évaporation à partir d'une surface d'eau libre. Ensuite, nous allons montrer les facteurs qui commandent ce processus à partir d'un sol nu bien humide et nous allons finir avec les facteurs qui jouent un rôle principal dans le processus d'évapotranspiration de deux espèces différentes de plantes.

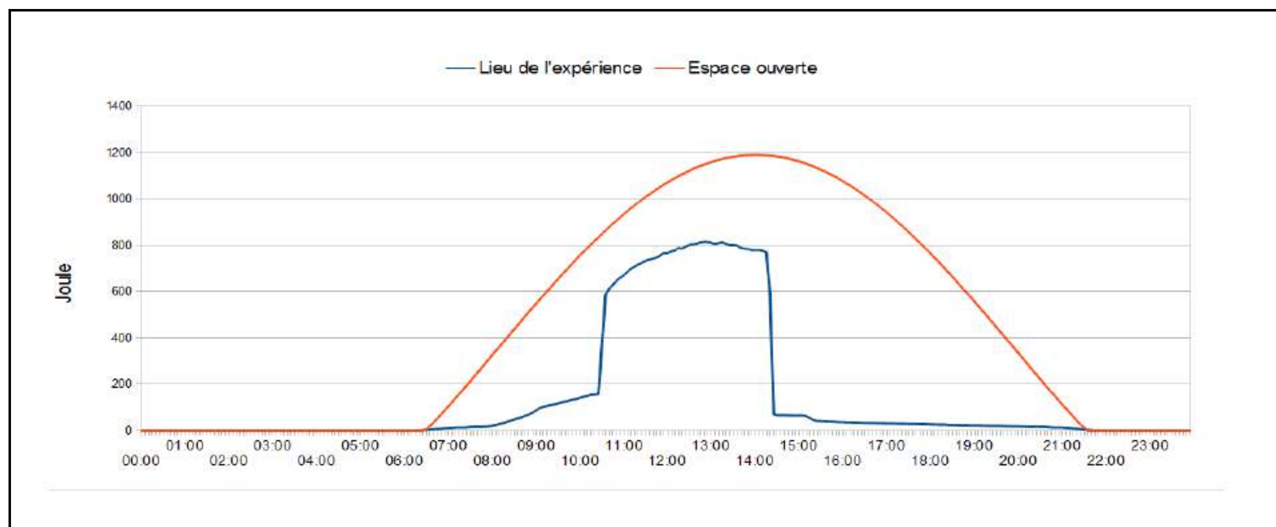


Figure. 27 *: Le rayonnement solaire mesuré pendant un jour ensoleillé et le rayonnement solaire qui peut atteindre la surface du lieu de mesure si les obstacles ne sont pas existants.*

3.1 – L'évaporation à partir d'une surface d'eau libre

Sur les masses d'eau libres, une quantité d'eau continue est disponible pour l'évaporation, et les pertes réelles dépendent directement des facteurs climatiques et météorologiques (Williams, 1961). En conditions naturelles, tous les facteurs météorologiques déterminent l'importance de l'évaporation et il est souvent difficile d'estimer le poids relatif de chacun d'entre eux (Cosandey et Robinson, 2000).

Dans le cas d'évaporation à partir des plans d'eau libre, trois types différents de facteurs peuvent affecter ce processus, à savoir, des facteurs météorologiques ; des facteurs liés au plan d'eau lui-même comme sa profondeur, son étendue, la salinité de ses eaux...etc et des facteurs concernant la morphologie des terrains voisins.

3.1.1 – *Les facteurs climatiques qui commandent l'évaporation à partir d'une surface d'eau libre*

« *L'importance respective des divers facteurs devrait pouvoir se déduire de corrélations établies entre chacun d'eux et de l'évapotranspiration potentielle. Malheureusement, les recherches à ce sujet sont encore fragmentaires et souvent disparates.* » (Lecarpentier, 1975, p. 272)

Selon Sutton (1953), l'étude des phénomènes physiques qui se déroulent dans les couches les plus basses de l'atmosphère (micrométéorologie) est significative pour la compréhension de l'évaporation.

Bien que la vitesse d'évaporation soit soumise à tous les facteurs météorologiques, il y a , bien sûr, des facteurs beaucoup plus importants que d'autres, qui ne jouent qu'un rôle secondaire dans ce processus. Pour cette raison et afin de déterminer le facteur le plus important ou, plus précisément, le facteur indispensable à prendre en considération quand nous voulons réaliser une étude sur l'évaporation, nous allons étudier l'influence de chaque facteur météorologique sur le processus d'évaporation.

Nous allons commencer avec l'énergie solaire, puis nous allons montrer le rôle de la température de la surface évaporante et celle de l'air prise à 1,5 mètre au-dessus de la surface d'évaporation. Ensuite, nous allons montrer l'influence de l'humidité relative, la vitesse du vent pris aussi à 1,5 mètre au-dessus de la surface de l'eau et le rôle de la pression atmosphérique.

Il convient de noter que notre objectif principal dans ce chapitre n'est pas de réexpliquer le processus d'évaporation d'un point de vue thermodynamique atmosphérique, car les physiciens ont déjà expliqué ce processus en détail et sous des conditions météorologiques commandées par les chercheurs (Sun *et al.,* 2014). Mais notre but est de tenter de trouver une relation empirique entre la vitesse d'évaporation et les facteurs météorologiques sous des conditions climatiques naturelles.

3.1.1.1 - L'énergie solaire

L'évaporation est un processus de refroidissement qui implique le transfert de masse et de chaleur à travers l'interface eau-air. Il peut donc être évalué soit à partir d'une équation de transfert de masse associée, soit à l'aide d'une équation du bilan énergétique (Assouline et Mahrer*,* 1993).

Comme nous avons vu dans le chapitre précédent, l'énergie solaire qui atteint la surface d'un plan d'eau se divise en plusieurs parties : une partie réfléchie (dépend de l'albédo) ; une partie stockée dans l'eau sous forme de chaleur sensible, en autre mot dit, c'est la partie responsable de l'augmentation de la température de l'eau et une partie utilisée pour affaiblir les forces intermoléculaires qui regroupent les molécules d'eau afin de passer de l'état liquide à l'état gazeux. Maidment (1993) explique que en phase vapeur, les molécules d'eau sont approximativement 10 fois plus éloignées les unes des autres par rapport à la phase liquide.

Nous appelons cette dernière partie d'énergie solaire "la chaleur latente de vaporisation". Cette chaleur ne change, virtuellement, pas suivant la pression atmosphérique, mais diminue légèrement avec l'augmentation de la température de l'eau (Darwish, 1998).

La quantité d'eau pouvant être évaporée à partir d'une surface dépend de la quantité d'énergie provenant du soleil. Cette énergie varie d'un endroit à un autre selon la situation géographique par rapport aux latitudes et d'une saison à une autre pour le même endroit. La (Figure. 28) montre la variation de rayonnement solaire qui peut atteindre le sol à Limoges si le ciel est bien dégagé.

En proposant que la totalité de l'énergie solaire arrivée pendant une année à ciel totalement clair soit utilisée pour la chaleur latente de vaporisation, l'épaisseur de la couche d'eau évaporée d'un étang ou d'un lac situé à proximité de Limoges peut atteindre 3545 mm[(1)]. Mais en réalité le ratio entre l'énergie solaire mesurée pendant l'année hydrologique 2014-2015 (de septembre à août) au bord de l'étang du Château et l'énergie qui peut atteindre la surface d'étang si le ciel est totalement clair variait entre 37% pour les mois de décembre 2014 et janvier 2015 et 78% pour le mois de juillet 2015. Pour cette raison et parce qu'une partie de l'énergie est réfléchie sans participer au processus d'évaporation, l'évaporation pendant les années les plus chaudes et les plus ensoleillées à

(1) Cette quantité, dans les même conditions, peut atteindre 4900 mm à l'Équateur et 2755 mm à Oslo (59,91° Nord)

Limoges peut atteindre ou même dépasser légèrement 1000 mm par an.

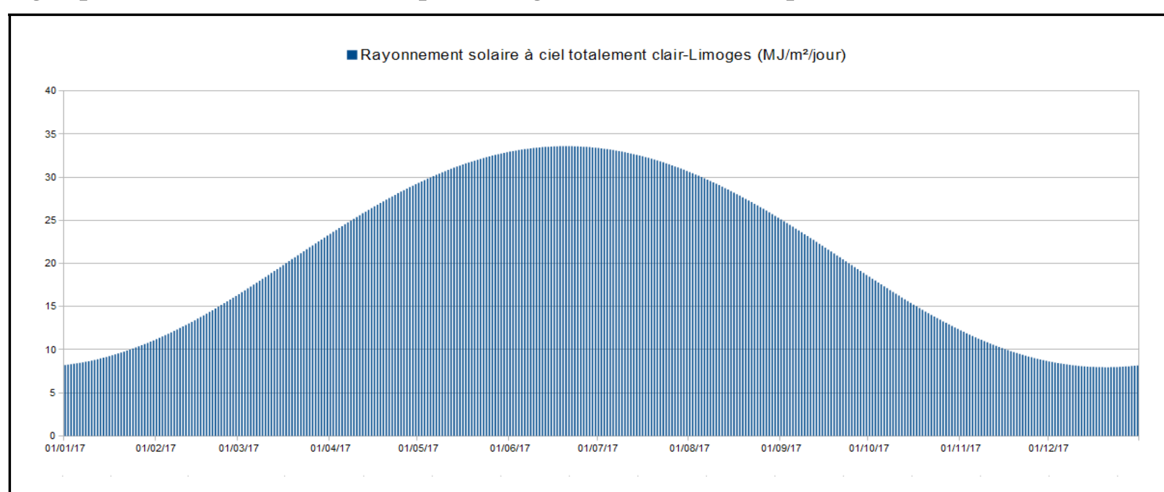


Figure. 28 *: La variation du rayonnement solaire qui peut atteindre le sol pendant une année à ciel totalement clair. Les valeurs sont calculées en utilisant la latitude de Limoges (45,83° = 45°49'53" nord)*

Théoriquement chaque augmentation de l'énergie qui atteint la surface de l'eau doit être accompagnée d'une augmentation de l'évaporation. Donc, en supposant que les autres facteurs climatiques soient identiques deux jours consécutifs, est-ce qu'une augmentation de 10% de l'énergie arrivée à la surface évaporante provoque une augmentation de 10% ou une augmentation selon une équation linéaire(2) de l'évaporation ?.

En fait, les physiciens sont les premiers qui ont répondu à cette question(3), mais leurs mesures et leurs réponses ont reposé toujours sur des travaux effectués dans les laboratoires où les conditions sont artificielles et elles n'existent que rarement dans la nature. Pour cela, compte tenu que les facteurs météorologiques ne sont pas identiques d'un jour à un autre, nous avons essayé de découvrir le lien, ou plus présentement, la formule mathématique entre chaque facteur météorologique et l'évaporation en dépendant des mesures prises hors laboratoire.

La (Table. 9) montre l'évaporation mesurée (EM) à partir d'une surface d'eau libre entre 1er mai 2016 et 31 août 2016 ; la température de la surface de l'eau (T_{eau}) ; l'énergie solaire mesurée (RS réel) au même endroit et pour la même période et le pourcentage de chaleur latente de vaporisation (%Energ) par rapport à l'énergie solaire mesurée.

Pour toute la période d'expérience, la quantité totale du rayonnement solaire qui est arrivée au sol est égale à (1125 MJ/m²). La température moyenne journalière de l'eau pour la même période est égale à (20 °C). À l'instar de ces données et en supposant que la totalité de l'énergie solaire atteignant le sol est utilisée dans le processus d'évaporation, la quantité d'eau évaporée dans ce cas va être égale à (554,5 mm). Mais l'évaporation réelle mesurée pour cette période ne dépasse pas (308,2 mm). Donc, cela nous permet de dire que seulement (55,6%) de l'énergie solaire arrivée jusqu'au site d'expérience ont été utilisées comme chaleur latente de vaporisation.

En fait, le pourcentage d'énergie utilisée dans le processus d'évaporation à l'échelle mensuelle n'est pas stable. Pour les quatre mois de notre expérience, ce pourcentage a varié entre 47% pour le mois de juin et 70% pour le mois de mai.

Afin d'être capable de donner une explication raisonnable de cette variation, il nous fallait étudier cette variation à l'échelle journalière.

(2) Équation linéaire veut-dire (évaporation = a * énergie + b) où : a et b sont des valeurs constantes.

(3) Pas seulement pour le lien entre l'énergie solaire et l'évaporation, mais pour tous les autres facteurs météorologiques.

Comme à l'échelle mensuelle, la majorité (86 jours sur 123) des variations journalières du pourcentage de chaleur latente de vaporisation par rapport à l'énergie solaire mesurée *in situ* est situé entre 40 et 70%.

Nous avons constaté que ce pourcentage diminue considérablement pendant une journée bien ensoleillée qui suit deux ou plusieurs jours de forte couverture nuageuse. Le cas du 05 juillet représente parfaitement cette situation, car cette journée, qui a reçu (12 MJ/m^2), suit quatre jours de forte couverture nuageuse où l'énergie solaire n'a pas dépassé (7,3 MJ/m^2). Malgré la forte insolation de cette journée, le pourcentage d'énergie solaire ayant participé au processus d'évaporation a diminué jusqu'à 37,4% tandis qu'il était de (51,4%) en moyenne sur les quatre jours précédents. Compte tenu des autres facteurs météorologiques affectant l'évaporation, l'explication raisonnable de cette diminution se trouve dans le pourcentage d'énergie stocké dans l'eau sous forme de chaleur sensible, car la température de l'eau pendant ce jour a augmenté de (20,8 à 23,2 °C). Cette augmentation du pourcentage d'énergie stockée dans l'eau a été accompagnée d'une diminution du pourcentage d'énergie dépensée dans le processus d'évaporation.

Par contre, nous avons remarqué que le pourcentage de rayonnement solaire utilisé dans le processus d'évaporation augmente pendant une journée de faible insolation qui suit deux ou plusieurs jours de forte insolation. La journée du 11 juillet 2016 représente parfaitement cette situation car cette journée de très faible insolation (3,9 MJ/m^2) est venue après six jours de forte insolation (13,2 MJ/m^2 au moyenne de ces six jours). Alors que cette journée était très nuageuse, l'énergie solaire qui a participé au processus d'évaporation dépasse 82,7% tandis qu'elle était de 41,1% comme moyenne des six jours précédents. L'explication de cette augmentation du pourcentage représente l'inverse de la situation précédente car ici l'énergie stockée dans l'eau sous forme de chaleur sensible est dépensée en faveur de l'évaporation. Cela est confirmé par la diminution de la température de l'eau de 26,2 le 10 juillet à 20,5 °C le jour d'après.

Pour bien comprendre le rôle de l'énergie solaire dans le processus d'évaporation, nous prenons l'exemple du 11 juillet et nous l'expliquons en détail :

- compte tenu que la station météorologique nous fournit des données sur le rayonnement solaire en ($MJ/m^2/jour$), et en sachant que la surface de notre bac évaporatoire est égale à (0,76 * 0,52 = 0,3952 m^2), il a donc reçu une quantité d'énergie solaire égale à (3,9 * 0,3952 = 1,54 MJ pendant la journée du 11 juillet ;

- nous savons qu'une partie de l'énergie solaire arrivant à la surface d'un plan d'eau est réfléchie par l'albédo. Cette partie est égale, le plus souvent, à 5%[(1)], soit (0,05 * 1,54 = 0,077 MJ) ;

- nous savons aussi que la chaleur spécifique de l'eau[(2)] est égale à (1480 J/kg/°C). Dans notre exemple la température de l'eau a diminué de (5,7 °C), soit (5,7 * 1480 = 8436 J/kg) ;

- en sachant que notre bac évaporatoire contient près de 55 kg d'eau, nous disposons dans ce cas (55 * 8436 = 463980 J = 0,464 MJ) d'énergie libérée par le refroidissement de l'eau du bac évaporatoire ;

- nous disposons maintenant, de (1,54 – 0,077) + 0,464 = 1,927 MJ d'énergie. Cette énergie est disponible pour le processus d'évaporation ;

(1) Il faut prendre en compte que le pourcentage d'albédo varie avec l'angle zénithal du soleil, mais nous avons proposé que l'albédo égale à 5% dans notre exemple pour faciliter le calcul.

(2) La chaleur spécifique de l'eau est la quantité d'énergie à apporter pour élever d'un degré Celsius la température d'un kilogramme d'eau. Ce apport d'énergie est libéré quand la température de l'eau diminue d'un degré Celsius.

- si la totalité de cette énergie (1,927 MJ) est utilisée pour évaporer l'eau du bac, elle va provoquer une évaporation égale à ((1,927/(2,501 – 0,02361 * 20,5[(3)])) = 0,96 kg/m²[(4)]) ;

- nous savons qu'un kilogramme d'eau réparti sur une surface d'un mètre carré constitue une couche d'un millimètre d'épaisseur. Donc, pour la surface de notre bac évaporatoire, la quantité d'eau qui peut être évaporée par l'énergie disponible le 11 juillet 2016 est égale à une épaisseur de (0,96 / 0,3952 = 2,4 mm) ;

- en sachant que l'évaporation mesurée pour ce jour était égale à 1,6 mm, nous trouvons donc que ((1,6 / 2,4) * 100 = 66,7 %) d'énergie disponible ont participé au processus d'évaporation et les 33,3 % d'énergie restantes sont perdues sous forme d'ondes thermiques de grande longueur d'onde via le fond, les parois et la surface du bac évaporatoire.

- Il est important de noter que notre bac évaporatoire pendant ce jour a fonctionné comme un radiateur, car il contient des eaux plus chaudes que l'air ambiant, mais sur le terrain quand nous appliquons le bilan énergétique sur un grand étang ou un grand lac, nous négligeons la partie d'énergie perdue par le fond et les parois de ces plans d'eau, car elle est très petite par rapport aux autres parties d'énergie solaire stockée, utilisée comme chaleur latente d'évaporation ou re-rayonnée par la surface sous forme d'ondes thermiques de grande longueur d'onde (voir le chapitre précédent).

Sur la base de ce qui précède, nous pouvons dire que le processus d'évaporation est le fruit d'une grande harmonie entre l'énergie stockée dans l'eau et celle dépensée comme chaleur latente de vaporisation. Mais, il faut noter que nos résultats précédents ne sont toutefois 100% fiables qu'en absence d'énergie advective et ne sont donc valables qu'en atmosphère calme (non turbulente). Pour cette raison, nous pouvons dire que ces résultats doivent être utilisés avec prudence. Mais pour une masse d'eau plus grande (un étang de taille moyenne ou un lac), l'advection devient négligeable en face du rayonnement solaire net.

Il convient de noter que notre expérience actuelle a confirmé l'importance de l'énergie stockée dans un volume réduit d'eau (moins de 55 litres). Donc, nous pouvons imaginer le rôle de cette énergie stockée dans un volume d'eau multiplié par un million ou même plus (étang ou lac). Mais dans le cas d'un lac ou d'un étang profond, il faut prendre en considération qu'une stratification thermique peut empêcher une grande partie de la masse d'eau d'apporter de l'énergie pour l'évaporation.

En ce qui concerne la relation entre l'évaporation mesurée et l'énergie solaire qui atteint la surface du bac évaporatoire, la (Figure. 29) montre que cette relation est une relation logarithmique et n'est pas une relation linéaire.

Le coefficient de corrélation (R^2) entre l'évaporation et l'énergie solaire est égal à (0,72). Malgré son assez faible degré de signification, il reste, comme nous allons le voir plus loin, un des coefficient de corrélation les plus élevés entre l'évaporation et les facteurs climatiques. Mais cela ne nous empêche pas de dire qu'il est sans doute assez vain de vouloir relier l'évaporation à un seul élément du climat.

Pour aller encore plus loin dans la compréhension du processus d'évaporation et son lien avec l'énergie solaire, nous avons utilisé une boîte en plastique transparent de 10 cm de diamètre et de 15 cm de profondeur. Nous l'avons rempli d'un litre d'eau (1000 grammes) (jusqu'à 2 cm de son bord).

---

(3) 20,5 = T_{eau} de notre jour étudié.

(4) L'unité utilisée ici est le (kg/m²), car la chaleur latente d'évaporation par définition est la quantité d'énergie utilisée pour évaporer un kilogramme d'eau.

Nous avons mesuré la diminution de poids de cette boîte toutes les quatre heures en utilisant une balance de haute précision (voir la Photo. 18).

Table. 9 : *L'évaporation mesurée, le rayonnement solaire et la température moyenne journalière de l'eau.*

	Mai				Juin				Juillet				Août			
N° Jour	EM	RS réel	Teau	% Energ	EM	RS réel	Teau	% Energ	EM	RS réel	Teau	% Energ	EM	RS réel	Teau	% Energ
1	2,6	7,7	12,0	74,9	0,6	2,3	14,3	53,9	1,7	6,8	20,3	48,9	3,0	10,5	22,8	55,2
2	3,3	11,7	15,0	59,4	0,6	1,8	15,2	71,4	1,7	5,1	17,4	70,0	3,8	11,7	20,9	65,5
3	2,4	5,8	14,0	89,8	1,0	3,9	16,2	54,3	1,4	7,3	18,3	38,2	3,1	14,0	24,2	42,0
4	5,3	13,9	14,6	82,2	1,4	4,4	16,6	67,1	1,3	5,2	20,8	48,6	1,0	2,5	19,3	78,1
5	6,0	14,0	17,7	88,5	1,9	8,2	18,8	46,7	2,3	12,0	23,2	37,4	2,1	10,0	20,5	42,4
6	4,8	8,8	15,2	116,8	2,4	13,8	21,0	34,8	2,6	13,2	23,5	38,4	2,6	12,7	21,8	40,6
7	4,6	10,7	17,1	90,2	2,2	9,3	21,1	46,1	2,8	13,1	23,5	42,1	2,7	14,0	23,1	37,7
8	4,9	10,7	16,1	97,1	2,6	11,4	21,2	44,6	3,4	13,7	24,8	46,8	2,7	13,7	24,6	37,8
9	1,6	1,8	15,3	184,4	3,0	11,0	20,8	54,8	2,7	13,8	25,5	36,5	2,3	5,1	18,9	91,2
10	2,7	8,5	17,5	65,1	1,4	4,1	18,0	70,5	3,2	13,3	26,2	45,4	2,7	14,3	19,9	37,8
11	1,1	3,0	15,0	75,1	2,3	7,6	17,9	61,5	1,6	3,9	20,5	82,7	2,3	13,0	20,1	35,0
12	0,7	2,4	13,2	62,8	0,7	2,7	15,7	50,5	2,2	7,8	19,9	57,6	2,8	14,9	21,5	37,5
13	0,8	1,8	13,3	97,2	1,0	4,0	16,2	50,3	2,1	7,3	17,6	60,3	2,9	14,5	24,7	38,4
14	1,1	3,7	13,6	61,9	1,3	4,8	14,8	58,3	1,9	7,5	17,4	52,7	3,4	14,8	26,9	42,8
15	3,0	11,7	13,8	54,8	1,7	9,0	15,8	40,1	2,8	13,5	21,0	41,5	4,6	14,0	27,4	60,5
16	1,9	8,8	14,0	46,8	1,8	6,9	15,2	54,6	3,9	13,4	23,8	56,5	3,8	14,1	27,5	49,2
17	2,3	9,3	15,8	51,5	1,2	6,0	15,2	40,9	4,2	14,1	26,3	55,3	1,8	5,0	23,2	69,9
18	1,7	5,4	13,6	68,9	1,9	9,7	16,8	41,4	4,8	14,5	27,5	61,2	2,5	6,7	22,4	72,0
19	2,1	7,7	14,3	57,8	1,7	6,1	16,5	57,1	5,8	14,8	28,4	71,7	1,8	8,7	21,8	40,9
20	1,1	3,6	14,4	63,0	1,4	7,5	17,3	37,5	2,8	6,8	23,2	80,1	2,5	6,2	20,7	79,8
21	3,6	12,3	18,8	60,2	1,6	9,1	21,7	35,2	1,7	3,4	20,6	100,5	2,7	12,3	21,2	43,2
22	1,5	2,4	14,1	136,7	4,0	17,5	25,5	43,5	3,0	12,8	25,0	44,0	3,6	15,7	22,8	44,4
23	2,3	9,0	14,3	55,6	3,5	13,8	26,2	47,9	3,9	14,0	23,1	53,9	3,5	15,2	26,6	43,2
24	3,8	12,8	15,5	62,7	0,7	2,9	21,4	45,0	3,6	13,2	23,5	52,3	4,2	15,1	27,3	51,1
25	2,1	7,5	16,6	59,4	2,8	8,1	20,6	69,6	3,7	13,6	25,9	51,3	4,8	15,0	27,5	59,2
26	1,5	5,1	18,3	61,2	2,3	9,6	19,5	47,6	3,3	10,6	25,9	58,7	4,7	14,9	26,3	58,6
27	2,4	11,6	21,0	41,6	1,6	9,4	19,0	33,8	3,9	10,1	25,2	73,7	4,7	13,3	26,1	66,5
28	1,8	8,3	19,6	44,4	1,7	7,1	19,8	48,8	1,9	5,9	21,9	64,0	1,9	4,3	22,5	87,0
29	1,4	3,9	16,4	73,4	1,9	6,6	20,0	56,7	2,7	8,3	24,3	63,0	1,3	3,4	18,8	78,4
30	0,7	2,3	14,7	66,7	1,4	5,8	19,4	47,4	4,3	10,9	24,5	76,1	2,5	11,2	21,6	43,6
31	0,6	1,5	13,6	82,1					2,8	7,7	23,0	70,8	3,2	14,5	24,2	42,6

Avec : EM = évaporation mesurée en (mm) ; RS réel = rayonnement solair en (MJ/m²/jour) ; Teau = la température de l'eau en (°C) ; %Energ = le pourcentage de la chaleur latente de vaporisation (λ) par rapport au rayonnement solaire réel.

* %Energ a été calculé selon l'équation : ***(EM / (RS réel / (2.501 - 0.02361 * Teau))) * 100*** où λ = 2.501 - 0.02361 T............... (Harrison, 1963)

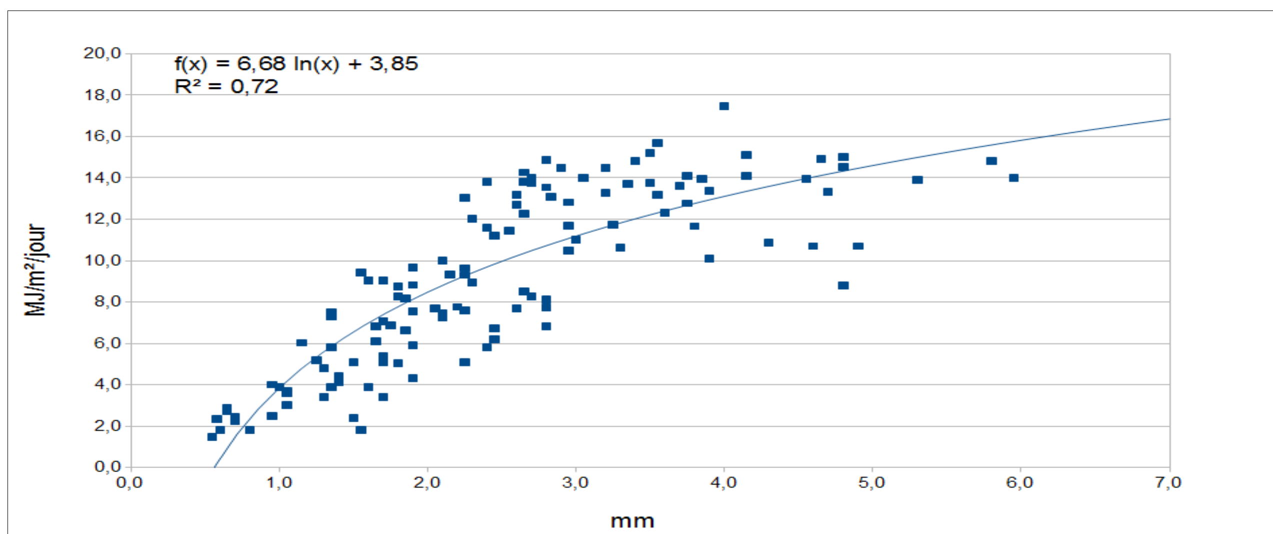


Figure. 29 *: Le lien entre l'évaporation réelle et l'énergie solaire mesurée. (Période allant de 01/05/2016 au 31/08/2016)*

La (Figure. 30) montre les variations journalières de l'évaporation et de l'énergie solaire. Dans cette figure nous remarquons clairement que le processus d'évaporation s'accélère beaucoup à partir du moment où le rayonnement solaire direct atteint la surface évaporante. Cette accélération arrive à son maximum vers 14h00 (où le rayonnement solaire enregistre ses valeurs les plus élevées). Ensuite, la vitesse d'évaporation décroit rapidement jusqu'au coucher du soleil. À partir de ce moment là, le rayonnement solaire est égal à zéro, et nous remarquons que l'évaporation est toujours là mais son rythme est très réduit par rapport à la période diurne.

Ce rythme d'évaporation est similaire à une vague qui se répète tous les jours mais avec des variations mineures liées à l'énergie solaire qui atteint la surface d'évaporation. Donc, nous pouvons dire que le rythme solaire règle celui de l'évaporation, tant au temps journalier qu'annuel.

Il faut noter que ce rythme n'est pas très clair pendant les jours de couverture nuageuse dense, surtout pendant la saison froide de l'année, car l'énergie solaire qui arrive jusqu'à la surface évaporatoire est très petite et, comme nous allons le voir dans les sous-chapitres suivants, la variation de la température et de l'humidité relative entre la période diurne et la période nocturne du jour, pendant ces jours, sont très faibles.

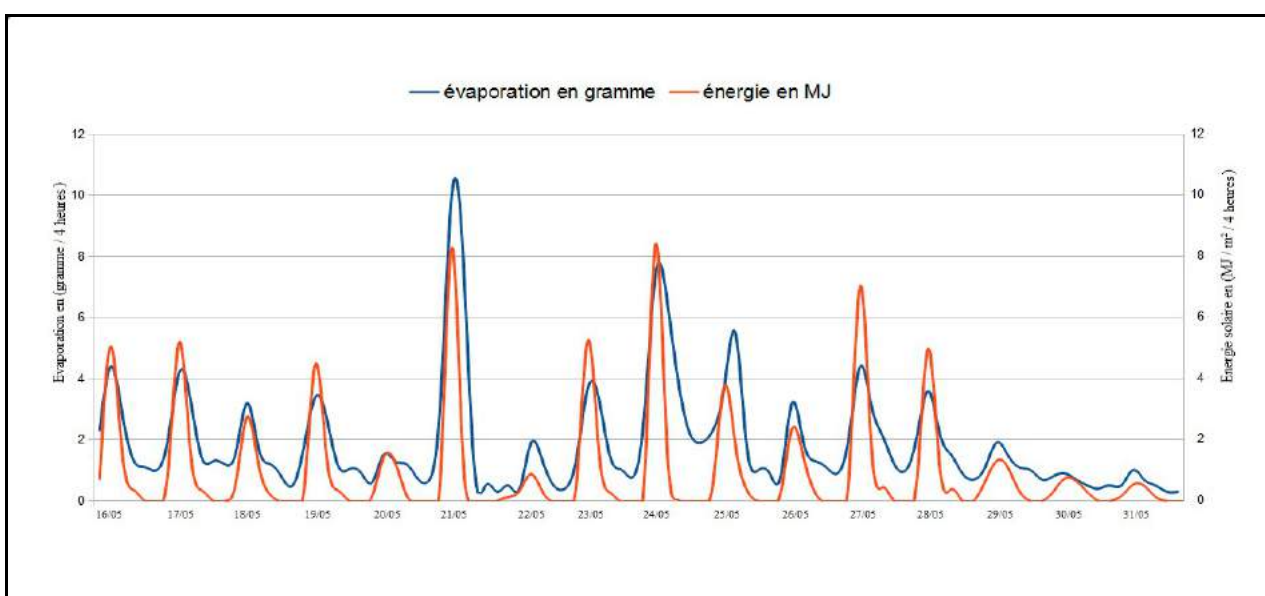


Figure. 30 : *Les variations journalières de l'évaporation et de l'énergie solaire mesurées entre 16 et 31 mai 2016.*

Table. 10 : *Le pourcentage d'évaporation mesurée toutes les quatre heures par rapport à l'évaporation journalière (valeurs moyennes de la période allant de 16/05/2016 à 18/07/2016)*[(1)].

De 4h00 à 8h00	De 8h00 à 12h00	De 12h00 à 16h00	De 16h00 à 20h00	De 20h00 à 0h00	De 0h00 à 4h00
13,38%	36,19%	23,11%	11,97%	8,44%	6,91%

En nous basant sur la (Figure. 29) et la (Table. 10), nous pouvons dire que notre expérience a confirmé la forte relation entre l'évaporation, surtout l'évaporation diurne, et les apports d'énergie solaire. Pour cela, nous pouvons dire que plus l'énergie solaire arrivant à la surface évaporante est élevée, plus des molécules proches de la surface de l'eau ont tendance à s'échapper vers les couches d'air juste au-dessus de cette surface.

Il est très important de noter que l'évaporation, au moins pendant les jours où le ciel n'est pas totalement couvert par les nuages, enregistre sa valeur la plus basse juste avant le lever du soleil. Si elle n'arrête pas pendant la nuit, c'est grâce à l'énergie solaire stockée dans la masse d'eau pendant la période diurne du jour (nous allons discuter ce point en détail dans le sous-chapitre suivant). J. Rodier et P. Touchebeuf ont cité dans leur article publié en décembre (1953) une figure qui montre les variations journalières de l'évaporation mesurée le 24 mai 1953. Cette figure concorde parfaitement avec les résultats de nos mesures directes pendant l'été de 2016 (voire la figure. 31).

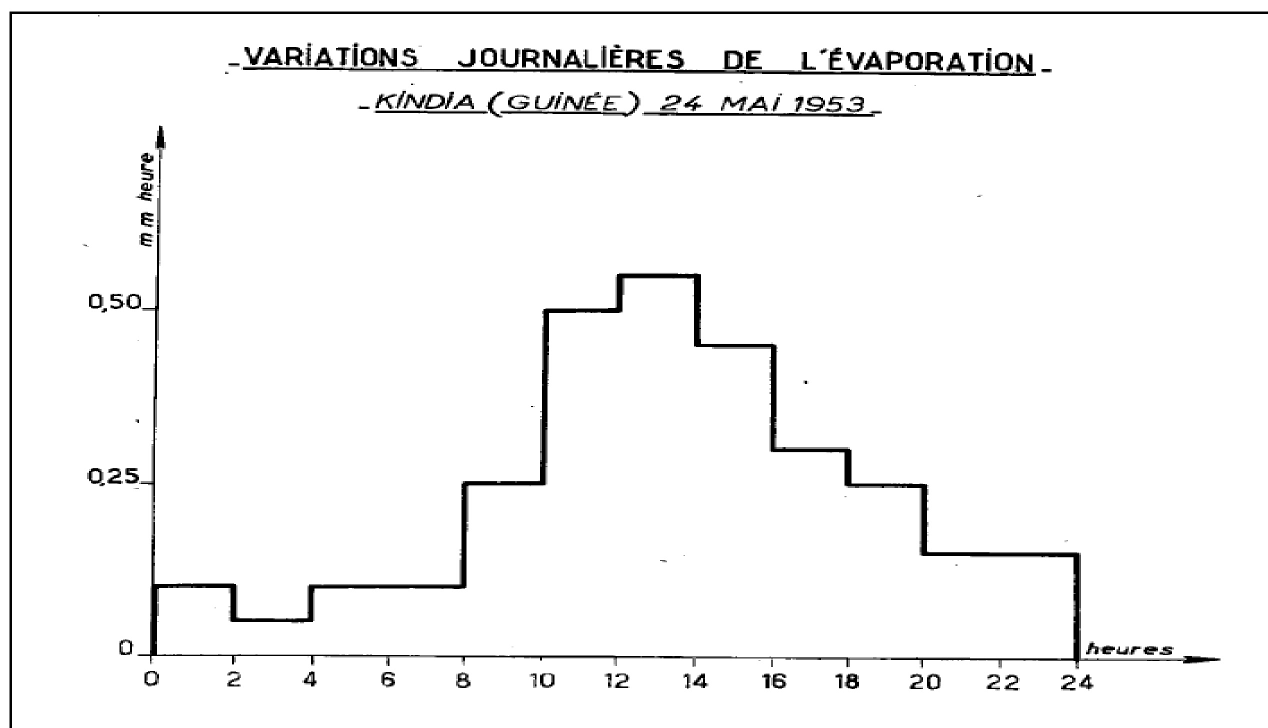


Figure. 31 *: Les variations journalières de l'évaporation.*
source : Rodier et Touchebeuf (1953)

Pour conclure sur l'influence de l'énergie solaire ou (du rayonnement global [Rg]) sur l'évaporation, nous trouvons qu'il est important de comparer nos résultats avec les résultats d'autres chercheurs. Mais pour faire une telle comparaison, il faut éviter de comparer nos mesures directes avec les résultat obtenus par les autres chercheurs en utilisant des méthodes mathématiques, car, par exemple, la formule de Thornthwaite montre une corrélation hautement significative avec la température de l'air et beaucoup moins avec l'énergie solaire (Lecarpentier, 1975). Pour cette raison, nous ne pouvons, en principe, tabler que sur les corrélations établies avec l'évaporation mesurée ce qui, compte tenu du faible nombre de données, limite sérieusement les possibilités d'investigation.

(1)Il est très important à noter que pendant cette période de mesure, le soleil se lève, au moyen, vers 6h45 et il se couche vers 20h45.

Parmi les mesures directes, nous trouvons que l'étude menée par le chercheur américain J.-T. Beard et son étudiant D.-K. Hollen en (1969) a confirmé l'existence d'un lien étroit entre l'évaporation à partir d'une surface d'eau libre et le rayonnement solaire qui atteint la surface évaporante. Kadelec et Wallace (2009) disent que pour les grandes zones humides, l'évaporation (E) et la transpiration (T) sont principalement provoquées par le rayonnement solaire.

De même, la (Figure. 32) extraite d'un cours universitaire donné le 16 mars 2010[1] montre clairement que la relation entre l'évaporation moyenne mensuelle et le rayonnement solaire semble être plus proche que la relation entre l'évaporation et la température moyenne mensuelle de l'air.

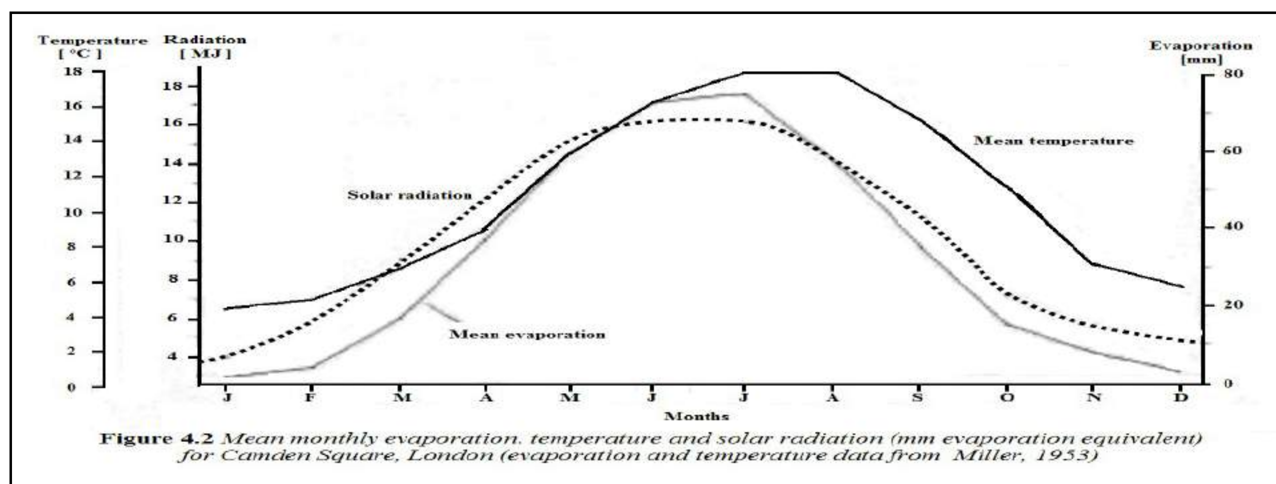


Figure. 32 *: La relation entre l'évaporation moyenne mensuelle d'un part et la radiation solaire et la température moyenne mensuelle de l'air.*

Source :https://www.mona.uwi.edu/geoggeol/Courses/New%20Folder/4.%20Evaporation.pdf

Garcia et Lopez, (1970) montrent que le coefficient de corrélation entre l'ETP[2] et le rayonnement global à Nadingou (Zaïre) égale à (R^2 = 0,64). Par contre, ce coefficient ne dépasse pas (0,23) pour la majorité des stations situées entre 15 °N et 15 °S. Nous conclurons avec C. Moindrot (1959) qui dit que *« l'insolation n'a aucune influence sur l'évaporation. ».*

Sur la base de ce qui précède, les résultats des recherches antérieures concernant la relation entre l'évaporation et l'énergie solaire sont très différents (voire contradictoires). Cela peut être expliqué par la variation des conditions climatiques d'une étude à l'autre, le rythme de mesure (horaire, journalier, mensuel...etc) et les données météorologiques utilisées (durée d'insolation, rayonnement global...etc).

Selon les ressources bibliographiques que nous avons utilisées dans cette thèse, nous n'avons pas trouvé d'étude basée sur des mesures directes prises au même rythme que nous (une mesure toutes les quatre heures pour les quatre mois d'été où l'évaporation représente plus de 60% de l'évaporation annuelle dans une région de climat tempéré). Pour cela, nous nous permettons de dire que nos résultats peuvent être considérés parmi les premiers dans ce domaine.

3.1.1.2 - La température

Outre le rayonnement et le transfert de chaleur sensible, l'évaporation est l'une des causes des différences entre les températures de la surface de l'eau et de la subsurface (Hasse, 1963). La vitesse d'évaporation est influencée par la température de l'eau (Knapp *et al.*, 1984).

(1) https://www.mona.uwi.edu/geoggeol/Courses/New%20Folder/4.%20Evaporation.pdf

(2) Bien que cette étude ait été basée sur des mesures directes sur les terrains, ce coefficient était entre le rayonnement global et l'ETP et non pas au sujet de l'évaporation à partir d'une surface d'eau libre.

Nous savons que la capacité hygrométrique(1) de l'atmosphère augmente avec la montée de la température de l'air. Nous savons aussi que « *plus la température de l'eau est élevée, plus des molécules proches de la surface liquide ont tendance à s'échapper vers les couches d'air juste au-dessus de cette surface* » (Cosandey et Roninson, 2012, p. 100). Ainsi, le processus d'évaporation a une corrélation positive avec la température de l'air et celle de l'eau, autrement dit, plus la température de l'air et de l'eau sont élevées, plus la quantité d'eau vaporisée est grande.

Bien que la température de l'eau et celle de l'air(2) soient étroitement liées à la quantité de rayonnement solaire atteignant la surface évaporante, notre expérience de mesures directes de l'évaporation pendant plus de (840 jours) nous amène à mentionner des remarques très importantes.

Avant de commencer à montrer les résultats du traitement de nos données, il convient de montrer l'importance de la température de l'eau dans le processus d'évaporation à l'échelle mondiale. J.-R. Vanney (1991) montre que le taux annuel d'évaporation le plus élevé se produit dans la région située entre les longitudes 60° et 80° ouest et les latitudes 30° et 40° nord (la zone verte dans la figure. 33)

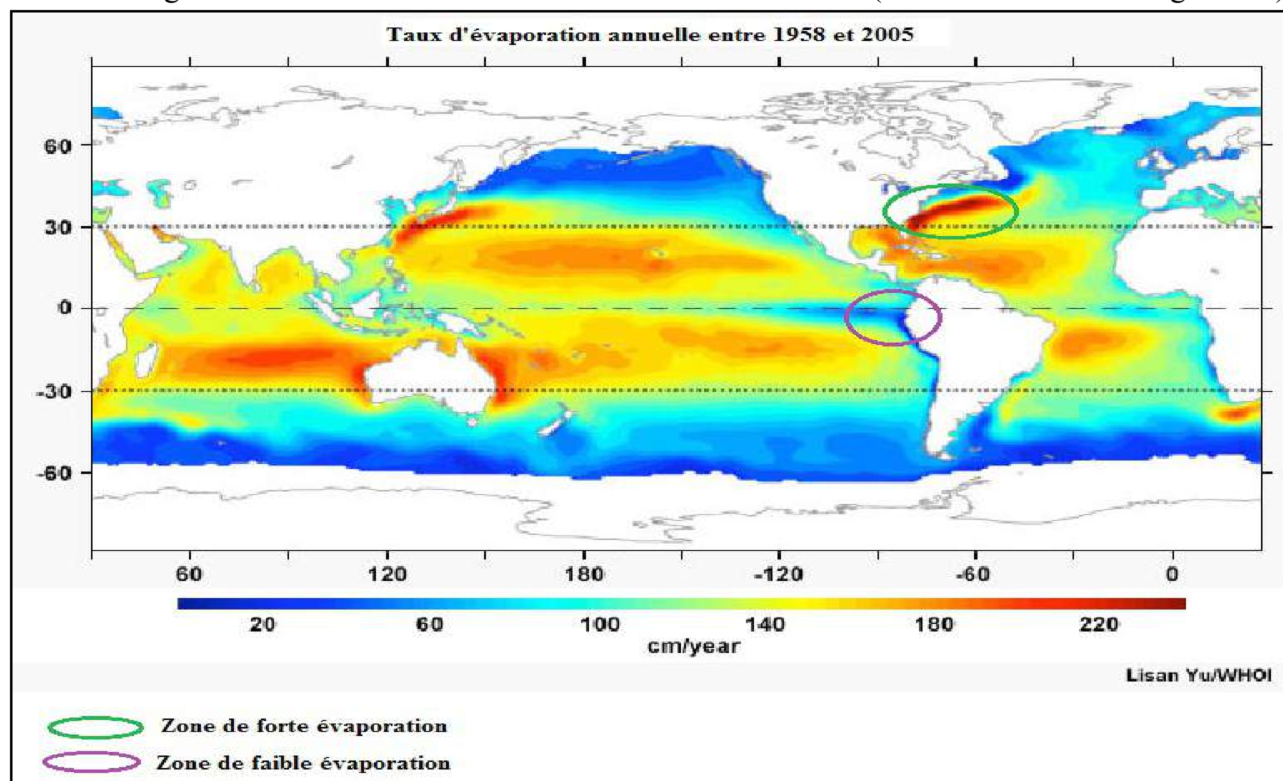


Figure. 33 : *Le taux annuel d'évaporation à l'échelle d'océan mondial en (cm / an) pour la période allant de 1958 à 2005. Source :* http://www.meted.ucar.edu/tropical/textbook_2nd_edition/print_5.htm#page_1.2.0

Ce taux d'évaporation est étroitement lié au courant chaud (Gulf Stream). Ce courant chaud assure une énergie très élevée aux molécules d'eau qui ont tendance à s'échapper de la surface de l'océan pour rejoindre l'atmosphère. En plus, ce courant travaille à augmenter la température de l'air de cette région et donc à augmenter la capacité hygrométrique de l'air et en conséquence, l'évaporation dans cette région enregistre des valeurs les plus élevées à l'échelle mondiale.

Par contre, dans une autre région de la planète, bien qu'elle se situe juste à côté de l'Équateur entre les longitudes 80° et 110° ouest et les latitudes 0° et 10° sud (la zone violette dans la figure. 33), nous trouvons que le taux d'évaporation est très faible par rapport à la région précédente. C'est

(1) La quantité de vapeur d'eau qui peut être accueillie dans une masse d'air pour une température donnée.

(2) À l'exception de l'énergie advective (positive ou négative) qui peut influencer en façons considérable la température de l'air et beaucoup moins celle de l'eau.

parce que le courant froid[1] (Humboldt ou courant du Pérou) n'offre pas assez d'énergie aux molécules de l'eau qui ont moins tendance à s'échapper de la surface de l'océan pour rejoindre l'atmosphère. En plus, ce courant provoque une baisse considérable de la température de l'air sus-jacent ce qui diminue la capacité hygrométrique de cette couche d'air et en conséquence l'évaporation dans cette région enregistre des valeurs très faibles par rapport aux autres régions situées sous les même latitudes.

Le discoure précédent ne donne que des idées générales sur le rôle de la température de l'air et celle de l'eau dans le processus d'évaporation. Donc, pour bien comprendre le rôle de la température dans ce processus, nous allons comparer l'évaporation mesurée d'une part et la température de l'air et celle de l'eau d'autre part, pour essayer de détecter la force du lien entre l'évaporation et ces facteurs climatiques. La (Table. 11) montre les mesures journalières de l'évaporation et les températures moyennes journalières de l'eau et de l'air[2] entre le 1er mai et le 31 août 2016.

Théoriquement, la vitesse d'évaporation dépend de l'énergie des molécules d'eau qui est étroitement liée au rayonnement solaire atteignant la surface évaporante. Mais, est-ce que nous pouvons considérer la température de l'eau comme un facteur déterminant de l'énergie de ces molécules d'eau ?. Pour répondre à cette question, il nous faut connaître la corrélation entre l'évaporation mesurée et la température de l'eau.

La (Figure. 34) montre que le lien entre l'évaporation et la température de l'eau est une relation linéaire. Mais le coefficient de corrélation ($R^2 = 0,62$) entre eux ne montre pas un fort degré de signification. Cette corrélation est même moins importante que celle qui lie l'évaporation au rayonnement solaire (0,72). L'explication la plus raisonnable que nous pouvons citer ici est que la partie de l'énergie solaire utilisée dans le processus d'évaporation, principalement l'évaporation diurne, ne provoque pas de changement au niveau de la température de l'eau[3]. Pour cela, nous ne pouvons pas considérer la température de l'eau comme un paramètre déterminant de l'énergie des molécules de l'eau. Mais la mesure de la température de l'eau reste essentielle lors de l'étude de l'évaporation, car elle est un facteur clé pour connaître les modifications de la quantité de l'énergie stockée dans la masse d'eau.

Pour cela nous pouvons dire que nos mesures directes montrent que le rôle de la température de l'eau dans le processus d'évaporation est moins important que celui du rayonnement solaire.

Nous avons signalé précédemment que la capacité hygrométrique (le pouvoir évaporant de l'atmosphère) et la température de l'air sont fortement liées l'une à l'autre. Donc, est-ce que nous pouvons dire que la température de l'air est un bon indicateur de la vitesse d'évaporation ? Afin de répondre à cette question d'une manière scientifique, nous citons ci-après la (Figure. 35) qui montre la courbe de corrélation entre l'évaporation mesurée et la température de l'air mesurée à 1,5 mètre au-dessus de la surface évaporante. Cette figure montre que la corrélation entre l'évaporation et la température de l'air ($R^2 = 0,65$) est moins forte que celle qui lie l'évaporation et le rayonnement solaire ($R^2 =0,72$). Mais elle est légèrement supérieure à celle qui lie l'évaporation à la température de l'eau (0,62)[4]. Pour donner des explications raisonnables et acceptables scientifiquement, il faut,

(1) la température de ces eaux sont (7 à 8°C) inférieur à la température moyenne de l'océan à la même latitude (source : http://fr.wikipedia.org/wiki/Courant_de_Humboldt)

(2) Il convient de noter que les températures moyennes journalières de l'eau citées dans la table. 3 représentent les valeurs moyennes de trois mesures par jour (8h00, 14h00 et 20h00). Mais, les températures moyennes journalières de l'air sont les valeurs moyennes de 288 mesures par jour (soit une mesure toutes les cinq minutes).

(3) Partiellement semblable à l'ébullition où les apports d'énergie sont continus mais où la température de l'eau n'augmente plus, car la totalité de l'énergie (dans le cas de l'ébullition) est utilisée dans le processus d'évaporation.

(4) En fait, ici, nous citons les résultats de nos mesures effectuées en utilisant un volume d'eau très petit, mais peut-être pour un étang ou un lac, où le volume peut être multiplié pas millions, l'importance de la température de l'eau dans

tout d'abord, prendre en considération que la quantité d'eau existant dans le bac évaporatoire est très petite donc son influence sur le processus d'évaporation et sa capacité à stocker l'énergie solaire vont être modestes.

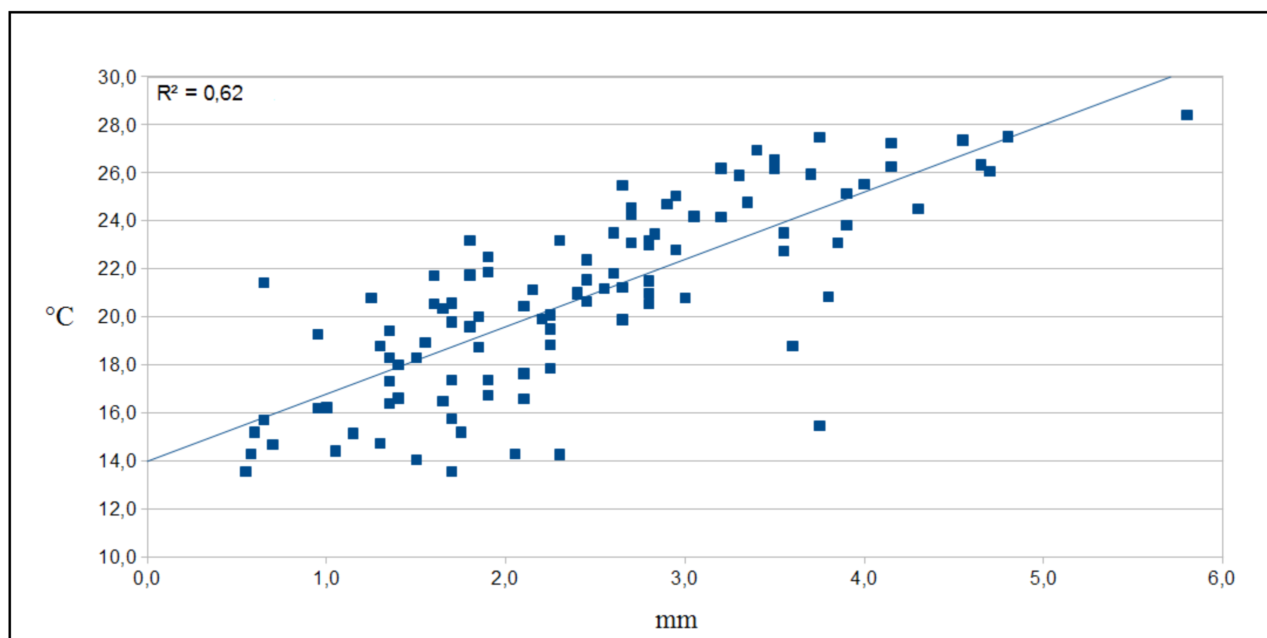


Figure. 34 *: Le lien entre l'évaporation réelle et la température de l'eau.(période allant de 20/05/2016 au 31/08/2016).*

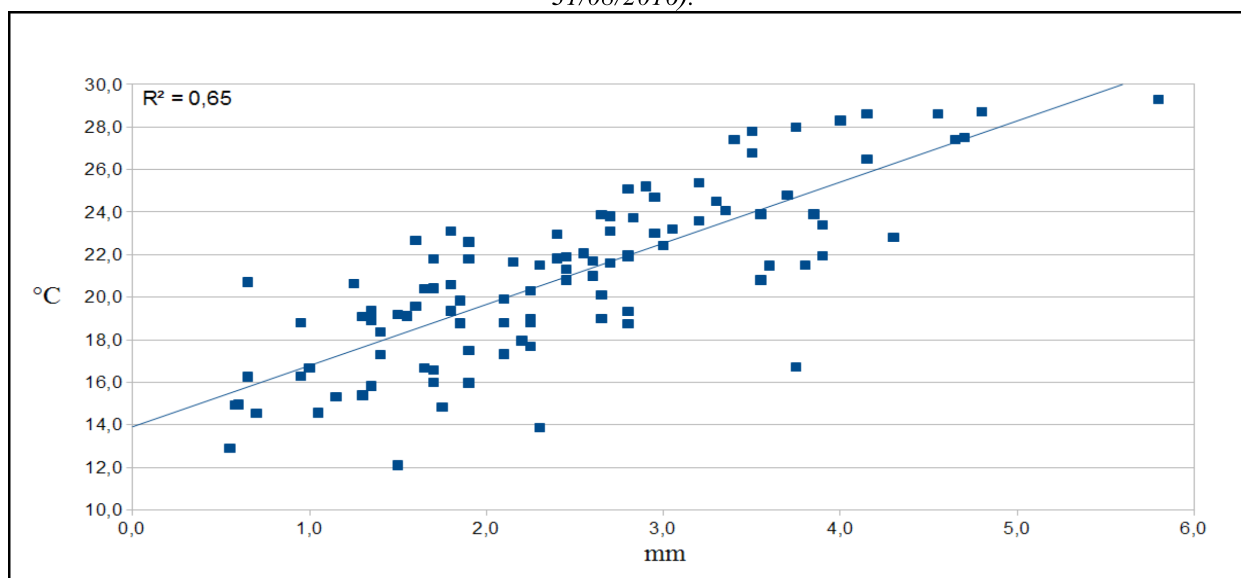


Figure. 35 *: Le lien entre l'évaporation réelle et la température de l'air. (période allant de 20/05/2016 au 31/08/2016).*

La température de l'air, dans notre expérience actuelle, montre un lien plus fort avec l'évaporation que la température de l'eau. l'explication, qui ne peut pas être négligeable, est que la température de l'eau du robinet que nous avons utilisée pour compenser l'eau vaporisée peut être différente de celle du bac(1).

le processus d'évaporation peut être supérieure à celle de l'air grâce à la chaleur stockée dans l'eau.

(1) Pendant notre expérience, nous avons ajouté l'eau au bac évaporante tout les trois ou les quatre jour (en dépendant de la vitesse d'évaporation). Nous ajoutions l'eau vers huit heures du matin, juste après avoir pris la mesure. L'eau que nous utilisions pour rétablir le niveau d'eau dans le bac a été placée à côté du bac pendant toute la nuit afin de prendre la même température, mais le manque d'un thermomètre supplémentaire pour comparer les températures de l'eau ne nous rend pas sûrs qu'elles étaient identiques.

Table. 11 : *L'évaporation mesurée et la température moyenne journalière de l'air et de la surface évaporante.*

	mai			juin			juillet			août		
N° Jour	Évaporation	T° eau	T° air	Évaporation	T° eau	T° air	Évaporation	T° eau	T° air	Évaporation	T° eau	T° air
1	2,6	12,0	9,6	0,6	14,3	14,9	1,7	20,3	20,4	3,0	22,8	23,0
2	3,3	15,0	12,8	0,6	15,2	15,0	1,7	17,4	16,6	3,8	20,9	21,5
3	2,4	14,0	13,2	1,0	16,2	16,7	1,4	18,3	19,4	3,1	24,2	23,2
4	5,3	14,6	15,9	1,4	16,6	17,3	1,3	20,8	20,7	1,0	19,3	18,8
5	6,0	17,7	20,8	1,9	18,8	18,8	2,3	23,2	21,5	2,1	20,5	19,9
6	4,8	15,2	18,6	2,4	21,0	23,0	2,6	23,5	21,7	2,6	21,8	21,0
7	4,6	17,1	19,3	2,2	21,1	21,7	2,8	23,5	23,7	2,7	23,1	23,1
8	4,9	16,1	18,8	2,6	21,2	22,1	3,4	24,8	24,1	2,7	24,6	23,8
9	1,6	15,3	16,8	3,0	20,8	22,4	2,7	25,5	23,9	2,3	18,9	20,3
10	2,7	17,5	18,3	1,4	18,0	18,4	3,2	26,2	25,4	2,7	19,9	19,0
11	1,1	15,0	14,3	2,3	17,9	17,7	1,6	20,5	19,6	2,3	20,1	18,8
12	0,7	13,2	13,2	0,7	15,7	16,3	2,2	19,9	18,0	2,8	21,5	21,9
13	0,8	13,3	13,3	1,0	16,2	16,3	2,1	17,6	17,3	2,9	24,7	25,2
14	1,1	13,6	13,4	1,3	14,8	15,4	1,9	17,4	16,0	3,4	26,9	27,4
15	3,0	13,8	13,0	1,7	15,8	16,0	2,8	21,0	19,3	4,6	27,4	28,6
16	1,9	14,0	14,8	1,8	15,2	14,8	3,9	23,8	21,9	3,8	27,5	28,0
17	2,3	15,8	15,7	1,2	15,2	15,3	4,2	26,3	26,5	1,8	23,2	23,1
18	1,7	13,6	13,6	1,9	16,8	17,5	4,8	27,5	28,7	2,5	22,4	21,9
19	2,1	14,3	14,6	1,7	16,5	16,7	5,8	28,4	29,3	1,8	21,8	20,6
20	1,1	14,4	14,6	1,4	17,3	18,9	2,8	23,2	25,1	2,5	20,7	20,8
21	3,6	18,8	21,5	1,6	21,7	22,7	1,7	20,6	21,8	2,7	21,2	20,1
22	1,5	14,1	12,1	4,0	25,5	28,3	3,0	25,0	24,7	3,6	22,8	20,8
23	2,3	14,3	13,9	3,5	26,2	26,8	3,9	23,1	23,9	3,5	26,6	27,8
24	3,8	15,5	16,7	0,7	21,4	20,7	3,6	23,5	23,9	4,2	27,3	28,6
25	2,1	16,6	18,8	2,8	20,6	18,7	3,7	25,9	24,8	4,8	27,5	28,7
26	1,5	18,3	19,2	2,3	19,5	19,0	3,3	25,9	24,5	4,7	26,3	27,4
27	2,4	21,0	21,8	1,6	19,0	19,1	3,9	25,2	23,4	4,7	26,1	27,5
28	1,8	19,6	19,4	1,7	19,8	20,4	1,9	21,9	21,8	1,9	22,5	22,6
29	1,4	16,4	15,8	1,9	20,0	19,8	2,7	24,3	21,6	1,3	18,8	19,1
30	0,7	14,7	14,6	1,4	19,4	19,2	4,3	24,5	22,8	2,5	21,6	21,3
31	0,6	13,6	12,9				2,8	23,0	22,0	3,2	24,2	23,6

Concernant la différence de l'importance du rôle joué par la température de l'air par rapport à celui joué par le rayonnement solaire dans le processus d'évaporation, notre expérience de mesures directes de l'évaporation et le traitement de nos mesures quotidiennes montre que l'évaporation peut être très différente (le double, voire plus) entre deux jours qui ont la même température moyenne journalière de l'air mais où l'un d'entre eux est ensoleillé et l'autre est nuageux ou très nuageux. Le responsable principal de cette différence, surtout, si les autres facteurs climatiques sont identiques ou presque, est le rayonnement solaire qui atteint la surface d'évaporation.

Pour justifier notre affirmation précédente, nous citons ci-après l'exemple de deux jours consécutifs (le 19 et le 20 mai 2016). En négligeant les autres facteurs climatiques[1], leur température moyenne journalière était identique (soit 14,6 °C), mais la seule différence considérable, au niveau des facteurs climatiques, entre ces deux jours était la quantité du rayonnement atteignant la surface évaporante. Le 19 mai a reçu près de 6,6 MJ/m² de rayonnement solaire, le 20 mai n'en a reçu que 3,1 MJ/m². En conséquence, l'évaporation mesurée pour le premier jour le 19 mai était 2,1 mm et 1,1 mm pour le 20 mai. Parce que la température de l'eau avait une tendance à augmenter, il n'y avait pas d'apport énergétique supplémentaire à la disposition de l'évaporation. Pour cela, nous nous permettons de dire que la différence d'évaporation entre ces deux jours était principalement liée au rayonnement solaire et non pas à la température ni de l'eau, ni de l'air.

Les variations journalières de l'évaporation, de la température de l'air et du rayonnement solaire pour ces deux jours (voire les figures 36 et 37) justifient notre explication précédente et montrent clairement que l'évaporation, surtout l'évaporation diurne, a une relation étroite avec le rayonnement solaire arrivant à la surface de l'eau.

En fait, si la température de l'eau et de l'air peuvent être de bons indicateurs de l'évaporation à l'échelle mensuelle, elles n'en sont plus à l'échelle journalière, surtout pendant la période diurne. Mais, si les figures (4 , 10 et 11) montrent la forte relation entre l'évaporation diurne et le rayonnement solaire, nous supposons que l'évaporation nocturne, qui n'égale jamais zéro[1] et qui n'a aucun lien avec le rayonnement solaire qui est nul pendant la nuit, doit avoir un lien fort avec la température de l'eau. Pour confirmer ou même infirmer cette hypothèse, nous avons pris la période nocturne du 20 et 21 mai 2016. Cette période a commencé le 20 mai à 21h00 et fini le lendemain à 6h00 (soit une période de neuf heures). La (Table. 12) montre les variations de la température de l'eau en (°C) et de l'évaporation mesurée en (mm)[2] pour cette nuit.

Table. 12 : *Les variations de la température de l'eau et de l'évaporation mesurées pendant la nuit de (20-21 mai 2016)*

Heure	20h00	21h00	22h00	23h00	00h00	01h00	02h00	03h00	04h00	05h00
Évaporation	Diurne	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02
T° eau	16,2	15,8	15,5	15,2	14,8	14,4	13,9	13,6	13,3	13

(1) La vitesse du vent était (0,01 et 0,03 m/s) pour les 19 et 20 mai respectivement ; la pression atmosphérique était (1021,4 et 1021,8 hPa) respectivement et une différence de 9% pour l'humidité relative (60% pour le 19 et 69% pour le 20 mai).

(1) Au moins pendant la totalité des jours de notre expérience actuelle.

(2) Il convient de noter que l'évaporation a été mesurée toutes les quatre heures. Pour avoir la mesure à l'échelle de l'heure nous avons divisé nos mesures par 4.

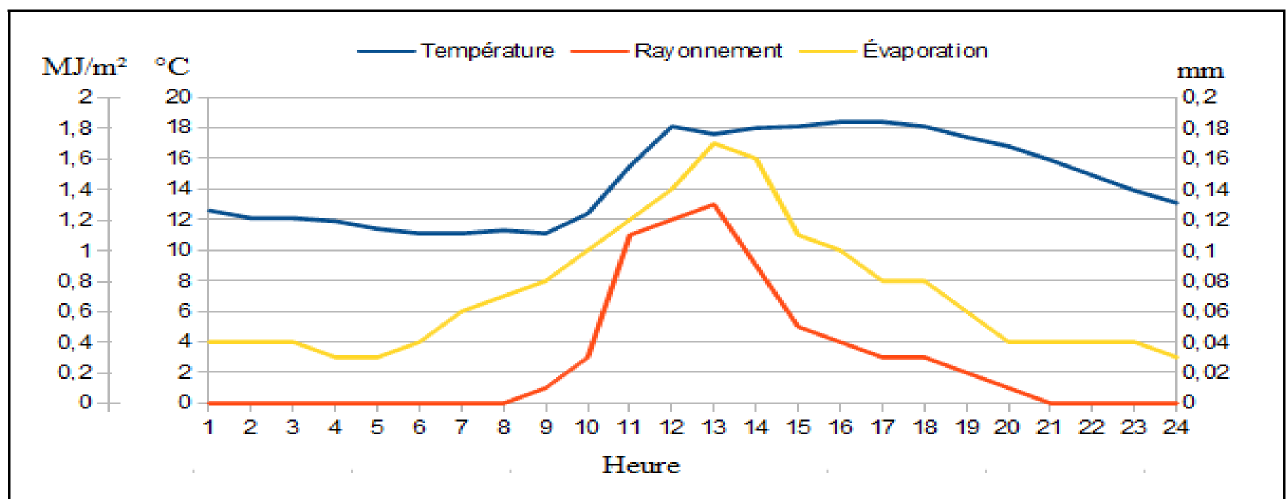


Figure. 36 : *Les variations journalières de l'évaporation, de la température de l'air et du rayonnement solaire pendant le 19 mai 2016.*

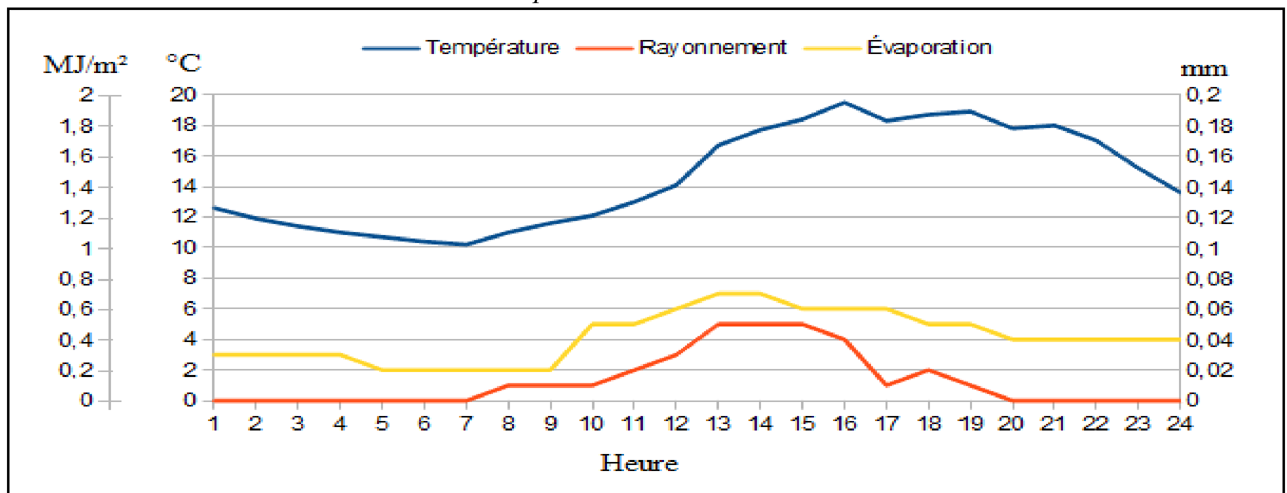


Figure. 37 : *Les variations journalières de l'évaporation, de la température de l'air et du rayonnement solaire pendant le 20 mai 2016.*

- En sachant que le rayonnement solaire est égal à zéro et en négligeant les rayons de la lune et les rayons cosmiques, la source principale d'énergie restante pour assurer le processus d'évaporation est l'énergie stockée dans l'eau sous forme de chaleur sensible.
- En sachant aussi que chaque diminution d'un degré Celsius de la température de l'eau libère un apport d'énergie égal à 1480 joules par kilogramme.
- En reposant sur les températures de l'eau de la (Table. 12) et en utilisant l'équation suivante,

$$E = [(T_{(n-1)} - T_{(n)}) * 55] / [(2{,}501 - 0{,}02361 * T_{(n)}) * 1000000] / 0{,}3952 \quad \text{............(68)}$$

où : $T_{(n)}$ est la température à l'heure où nous voulons calculer son évaporation en (°C) ; 55 est la quantité d'eau existant dans notre bac d'évaporation en (kg) ; (2,501 – 0,023 * $T_{(n)}$) est la chaleur latente de vaporisation ; nous avons divisé par un million pour convertir l'énergie disponible de (J) en (MJ) ; nous avons divisé par 0,3952 pour convertir les résultats de mm/m² à mm/la surface du bac évaporatoire.

Nous avons obtenu les résultats suivants :

Table. 13 : *L'évaporation nocturne calculée en utilisant l'équation (68)*

Heures	20h00	21h00	22h00	23h00	00h00	01h00	02h00	03h00	04h00	05h00
Évaporation calculée (mm)	Diurne	0,0386	0,0288	0,0287	0,0381	0,0379	0,0472	0,0283	0,0282	0,0247

En comparant l'évaporation nocturne mesurée dans la (Table. 12) avec l'évaporation nocturne calculée dans la (Table. 13), nous trouvons que la première est égale à (0,3 mm) et la seconde est égale à (0,3 mm) aussi. Mais, est-ce qu'un seul exemple peut être suffisant pour confirmer la forte relation entre l'évaporation nocturne et la température de l'eau ?.

Pour répondre à cette question de manière scientifique, il nous fallait des mesures directes sur l'évaporation nocturne, des données sur les variations de la température de l'eau pendant la période nocturne (au moins deux mesures, au début et à la fin de cette période). Pour cela, nous avons comparé le pourcentage d'évaporation nocturne mesurée[(1)] [% E(n) mesurée] par la boîte qui contient 1000 grammes d'eau (voire page 8), où l'évaporation nocturne mesurée [l'E(n) mesurée] est égale à la somme des mesures prises à 00h00 et 04h00) et le pourcentage d'évaporation nocturne calculée selon l'équation (1) [% E(n) calculée][(2)] en utilisant les données de la température de l'eau du bac évaporatoire prise à 22h00 et 8h00. Cette comparaison couvre la période allant du 16 mai au 13 juillet 2016, soit une période de 59 jours (voire la table. 14).

La (Table. 14) montre clairement que, malgré les différences entre le pourcentage d'E(n) mesurée et celui d'E(n) calculée, le pourcentage moyen de la période de comparaison est presque égal (17,1) pour la première et (16,2) pour la seconde. Donc, selon ces mesures directes nous pouvons dire que même si la température de l'eau ne peut pas être un bon indicateur sur le taux d'évaporation diurne, elle a, par contre, un lien très fort avec l'évaporation nocturne.

Il convient de noter que la (Table. 14) montre que l'évaporation de la nuit n'est qu'une modeste partie de l'évaporation quotidienne totale (le plus souvent, moins de 20 %). En plus, la grande majorité des jours, où l'évaporation nocturne dépasse 25 % de l'évaporation journalière, correspond à des jours de très fort couvert nuageux. Pendant ces jours nuageux, l'insolation est très faible et l'écart entre les températures de l'eau et de l'air et l'humidité relative diurne et nocturne est petit.

Pour conclure sur l'influence de la température sur le processus d'évaporation, nous pouvons dire que nos mesures directes de l'évaporation sous des conditions climatiques réelles montrent que ni la température de l'eau, ni celle de l'air ne peuvent être utilisées comme un bon indicateur de l'évaporation diurne. Cependant, le traitement de nos données confirme l'existence d'une relation très forte entre la température de l'eau et l'évaporation nocturne.

Comme nous venons de voir que l'évaporation diurne constitue plus de (80 %) de l'évaporation quotidienne totale et que cette évaporation est étroitement liée à la quantité de rayonnement solaire atteignant la surface évaporante ; et après avoir déterminé l'effet de l'ombre sur la quantité de rayonnement atteignant la surface (voire la figure. 9), nous pouvons imaginer la différence dans la quantité d'évaporation réelle entre la partie du plan d'eau qui reçoit directement le rayonnement solaire et une autre partie qui se situe dans l'ombre des arbres. Même si les micro-courants qui se déroulent dans les petits plans d'eau, comme les étangs, peuvent faire baisser la différence de la

(1) Le % d'E(n) mesurée est calculé par rapport à l'évaporation journalière mesurée par la boîte de 1000 grammes d'eau (mesures prises toutes les quatre heures).

(2) Le % d'E(n) calculée est calculé par rapport à l'évaporation journalière mesurée par le bac évaporatoire (mesure effectuée une fois par jour à 08h00).

température de l'eau entre ces deux parties (ensoleillée et situés dans l'ombre), la différence de l'évaporation réelle entre eux restera considérable.

Table. 14 : *Le pourcentage d'évaporation nocturne mesurée et calculée par rapport à l'évaporation journalière de la période allant du 16 mai à 13 juillet 2016*[1].

Date	ΔT	E(j) mesurée	E(n) mesurée	E(n) calculée	% E(n) mesuré	% E(n) calculée
16/05/16	4,7	1,9	0,3	0,4	16,3	22,6
17/05/16	2,1	2,3	0,4	0,2	18,7	8,7
18/05/16	4,2	1,7	0,2	0,4	14,4	23,1
19/05/16	2,0	2,1	0,4	0,2	17,8	9,0
20/05/16	2,0	1,1	0,3	0,2	29,7	17,8
21/05/16	3,2	3,6	0,3	0,3	8,3	8,3
22/05/16	3,2	1,5	0,3	0,3	17,9	20,8
23/05/16	2,2	2,3	0,4	0,2	15,6	8,8
24/05/16	3,3	3,8	0,6	0,3	16,5	8,1
25/05/16	2,7	2,1	0,3	0,3	12,5	12,0
26/05/16	1,5	1,5	0,3	0,1	21,7	9,7
27/05/16	2,6	2,4	0,4	0,3	15,8	10,6
28/05/16	4,5	1,8	0,3	0,4	14,5	24,7
29/05/16	1,7	1,4	0,3	0,2	23,2	12,4
30/05/16	1,9	0,7	0,2	0,2	23,6	25,8
31/05/16	1,3	0,6	0,1	0,1	18,1	22,3
01/06/16	0,6	0,6	0,1	0,1	23,9	9,7
02/06/16	0,2	0,6	0,2	0,0	30,8	3,2
03/06/16	0,8	1,0	0,3	0,1	25,6	7,6
04/06/16	2,9	1,4	0,2	0,3	16,9	19,7
05/06/16	0,9	1,9	0,4	0,1	19,4	4,7
06/06/16	3,9	2,4	0,3	0,4	12,9	15,7
07/06/16	3,5	2,2	0,3	0,4	15,5	16,3
08/06/16	4,0	2,6	0,3	0,4	12,5	15,5
09/06/16	5,0	3,0	0,4	0,5	14,9	16,4
10/06/16	4,2	1,4	0,2	0,4	16,6	29,5
11/06/16	1,8	2,3	0,3	0,2	14,2	7,7
12/06/16	2,9	0,7	0,1	0,3	18,2	42,7
13/06/16	0,2	1,0	0,3	0,0	28,6	2,0
14/06/16	3,0	1,3	0,3	0,3	20,7	21,8

Date	ΔT	E(j) mesurée	E(n) mesurée	E(n) calculée	% E(n) mesuré	% E(n) calculée
15/06/16	1,8	1,7	0,2	0,2	9,0	10,0
16/06/16	2,1	1,8	0,2	0,2	12,9	11,4
17/06/16	2,5	1,2	0,1	0,2	13,0	20,4
18/06/16	2,0	1,9	0,2	0,2	12,8	10,0
19/06/16	2,3	1,7	0,2	0,2	14,5	13,3
20/06/16	3,2	1,4	0,2	0,3	16,8	22,4
21/06/16	1,3	1,6	0,2	0,1	12,5	7,9
22/06/16	3,2	4,0	1,0	0,3	25,6	8,0
23/06/16	3,9	3,5	0,4	0,4	10,8	11,4
24/06/16	4,2	0,7	0,2	0,4	30,6	66,6
25/06/16	3,7	2,8	0,3	0,4	11,8	13,1
26/06/16	4,5	2,3	0,3	0,4	14,0	19,2
27/06/16	4,0	1,6	0,2	0,4	15,4	24,9
28/06/16	2,4	1,7	0,3	0,2	17,0	13,8
29/06/16	3,0	1,9	0,3	0,3	18,5	15,9
30/06/16	2,7	1,4	0,3	0,3	20,0	19,6
01/07/16	3,0	1,7	0,3	0,3	17,6	17,0
02/07/16	3,9	1,7	0,3	0,4	15,8	21,5
03/07/16	3,4	1,4	0,2	0,3	15,3	23,6
04/07/16	1,0	1,3	0,3	0,1	20,0	7,5
05/07/16	3,2	2,3	0,3	0,3	13,1	13,0
06/07/16	4,7	2,6	0,4	0,4	13,9	16,9
07/07/16	5,3	2,8	0,4	0,5	12,7	17,5
08/07/16	4,0	3,4	0,6	0,4	18,0	11,2
09/07/16	5,5	2,7	0,4	0,5	15,0	19,4
10/07/16	4,8	3,2	0,5	0,4	14,2	14,0
11/07/16	4,5	1,6	0,3	0,4	18,0	26,3
12/07/16	2,6	2,2	0,3	0,2	12,4	11,1
13/07/16	3,1	2,1	0,2	0,3	11,7	13,8
La totale	de 59 jours	112,1 mm	17,9 mm	16,6 mm	17,1%	16,2%

Parmi les travaux des autres chercheurs, C. Moindrot (1959) considère que les variations mensuelles de l'évaporation sont fortes, et étroitement liées aux variations saisonnières de la température de l'air. La température de l'air est donc le facteur climatique préféré pour calculer l'évaporation, car elle est la donnée climatique la plus facilement, la plus anciennement et la plus fréquemment mesurée.

Par contre, la température de l'eau, bien qu'elle soit un facteur fondamental dans la formule de Dalton (1802), n'a pas beaucoup été utilisée, par rapport à la température de l'air, pour calculer l'évaporation. Ceci est dû à la difficulté de la mesurer et au manque d'instrument fiable et automatique qui mesure et enregistre ce type de données.

Bien que Y. Lageat parle de l'évaporation à partir de la surface des océans, nous trouvons qu'il est très important de citer son propos que nous ne trouvons correct que pendant les cas où l'humidité

(1) Dans cette table, **ΔT** égale à la différence entre la température de l'eau mesurée à 22h00 et 08h00 ($\Delta T = T_{(22h00)} - T_{(8h00)}$) ; **E(j) mesurée** est l'évaporation journalière mesurée par le bac évaporatoire ; **E(n) mesurée** est l'évaporation nocturne mesurée.

relative de l'air est élevée (voire très élevée). Y. Lageat dit : « *L'évaporation se produit à la surface des océans dès que la température de l'air est inférieure de 0,3 °C à celle de l'eau, à condition que cet air ne soit pas déjà saturé en vapeur d'eau. Dans la situation inverse, quand l'air est plus chaud que l'eau, il se refroidit, se sature en vapeur d'eau, se stabilise* » (Lageat, 2014, p. 53). En fait, nos mesures directes montrent que le processus d'évaporation n'arrête jamais quand la température de l'air dépasse celle de l'eau. Au contraire, l'évaporation diurne enregistre ses valeurs les plus élevées vers 14h00 où la température de l'air dépasse considérablement la température de l'eau.

Pourquoi le processus d'évaporation ne s'arrête pas lorsque la température de l'air est plus élevée que celle de l'eau ?, et pourquoi nous considérons que le propos de Y. Lageat n'est pas totalement correct ?

En fait, pour répondre à ces questions, il faut garder à l'esprit que tant que la surface de l'eau n'est pas gelée, ou plus précisément, tant que la température des molécules d'eau est supérieure au zéro absolu (-273,15 °C), elles peuvent donc bouger. Pour cette raison, il y aura des molécules d'eau qui quitteront la surface d'eau (évaporation), ou même, la surface de neige ou de glace (sublimation) pour rejoindre l'atmosphère. Le nombre de ces molécules a un fort lien avec deux choses. La première est l'énergie de ces molécules qui est à son tour étroitement liée au rayonnement solaire et la température de l'eau ou (l'énergie solaire stockée dans la masse d'eau) ; et la deuxième chose est la capacité de l'atmosphère à accueillir les molécules d'eau. Cette capacité est fortement liée à l'humidité relative de l'air et à la température de l'air. En bref, nous pouvons confirmer que si les autres facteurs climatiques sont favorables, le processus d'évaporation n'arrête pas si la température de l'air est plus élevée que celle de l'eau.

Pour l'eau salée, comme dans l'exemple de Y. Lageat, bien que la salinité de l'eau va augmenter les apports d'énergie demandés pour évaporer une même quantité d'eau, le processus d'évaporation, en principe, est le même que pour l'eau douce.

Pour être raisonnable, le discours de Y. Lageat ne peut être correct qu'au cas spécifique où l'humidité relative de l'air est élevée et la température de l'air dépasse la température de l'eau qui est proche de zéro. Dans ce cas l'énergie des molécules d'eau est très basse et le nombre des molécules qui ont une énergie suffisante pour quitter la surface d'eau est négligeable, même la capacité de l'atmosphère à recevoir des nouvelles molécules d'eau est très faible.

Pour aller encore plus loin, la (Figure. 38) montre le coefficient de corrélation entre la différence entre la température de l'eau et celle de l'air et l'évaporation mesurée. Ce paramètre climatique est utilisé comme un indicateur important de la quantité d'évaporation, or notre propre corrélation prouve que non, car le coefficient de corrélation (R^2) ne dépasse pas (0,27).

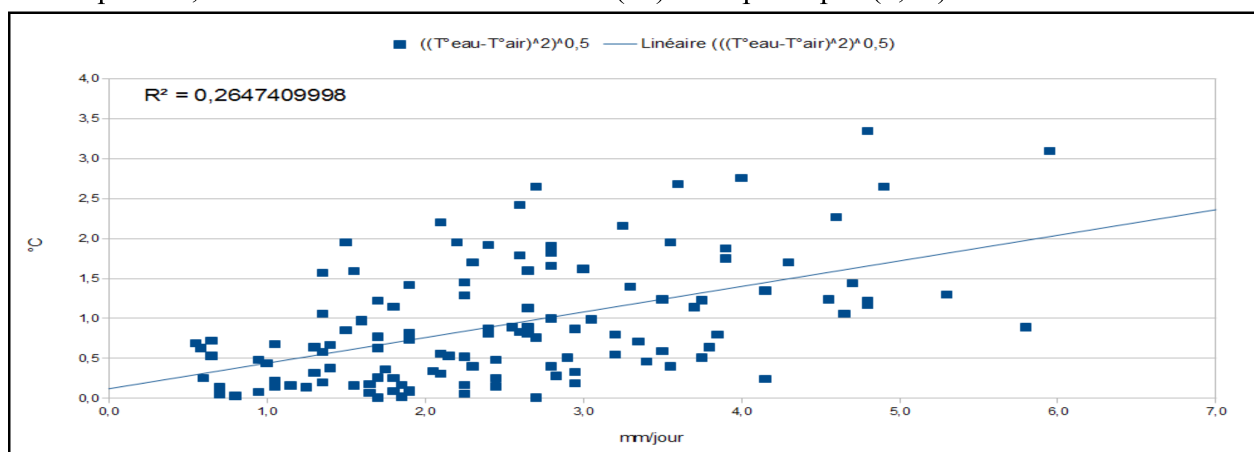


Figure. 38 : *Le lien entre l'évaporation réelle et la différence entre la température de la surface de l'eau et celle de l'air à 1,5 mètre au-dessus de la surface évaporante pour la période allant de 1er mai au 31 août 2016.*

3.1.1.3 - L'humidité relative

Avant tout il faut savoir que l'humidité relative (Hr) est le rapport sans dimension de la tension de vapeur réelle (e_a) à la tension de vapeur de saturation à la même température (e_s) et est habituellement exprimée en pourcentage. L'humidité relative ou le déficit de saturation est, bien entendu, un facteur inverse de l'évaporation, c'est-à-dire, lorsque l'humidité relative de la couche limite augmente, les possibilités d'échanges de molécules entre l'eau et l'air diminuent.

Le processus d'évaporation s'arrête à cette température quels que soient le rayonnement solaire et la vitesse du vent car la couche d'air n'est plus capable de recevoir des molécules supplémentaires de vapeur d'eau.

Comme nous avons vu dans la première partie (le climat de la région d'étude pendant les quarante dernières années), l'humidité relative de la région Centre-Ouest de la France est élevée par rapport à celles des régions arides ou semi-arides, mais il est très rare que l'humidité relative arrive à 100 % pour une période de 24 heures consécutives. L'évaporation dans notre région d'étude peut enregistrer des valeurs négatives (il s'agit du passage des molécules d'eau de l'état gazeux à l'état liquide "la condensation" et que ces molécules retournent au plan d'eau), surtout pendant la période nocturne de la saison froide, plus précisément (décembre, janvier et févier). Elle peut enregistrer des valeurs très basses aussi, mais le processus d'évaporation, pendant la grande majorité de l'année, est toujours là.

Toutes les notions que nous avons vues ci-dessus sur l'humidité relative ne sont que des notions physiques sans donner aucun chiffre sur la force du lien entre l'évaporation et l'humidité relative de l'air sus-jacent. Donc, nous allons traiter nos données sur la variation de l'humidité relative et son effet sur la quantité d'évaporation afin de savoir si nous pouvons utiliser ce facteur climatique comme un facteur déterminant de l'évaporation.

Commençons avec les valeurs moyennes mensuelles de l'humidité relative et de l'évaporation mensuelle (voire la table. 15). Nous remarquons que ces valeurs correspondent parfaitement aux principes mentionnés ci-dessus, où l'évaporation augmente quand l'humidité relative diminue et le coefficient de corrélation (R^2) entre ces paramètres est égal à (0,82). Donc, en se basant sur ces mesures, nous pouvons dire qu'à l'échelle mensuelle, l'humidité relative peut être un bon indicateur sur l'évaporation comme la température de l'air et de l'eau et le rayonnement solaire pour la même échelle temporelle (soit mensuelle).

Table. 15 *: La valeur moyenne mensuelle de l'humidité relative et l'évaporation mensuelle mesurée pour les quatre mois d'été 2016.*

Mois	Mai	Juin	Juillet	Août
Humidité relative	61,00%	63,00%	53,00%	50,00%
Évaporation mesurée	75,05 mm	52,83 mm	89,58 mm	90,75 mm

Mais quand nous passons à l'échelle journalière, le coefficient de corrélation entre l'humidité relative et l'évaporation perd presque la moitié de sa valeur (R^2 à l'échelle journalière = 0,44) (voir la figure. 39). Un coefficient de corrélation d'un degré de signification très faible ne peut pas du tout être utilisé comme indicateur de la valeur d'évaporation.

Pour aller encore plus loin dans la compréhension du rôle de l'humidité relative dans le processus d'évaporation, nous allons voir ces variations journalières et comment elles affectent l'évaporation

diurne et nocturne.

En réalité, la quantité d'eau contenue dans l'air varie faiblement au cours d'une journée (sauf éventuellement avec l'arrivée d'une nouvelle masse d'air présentant des caractéristiques différentes). En revanche, les températures de l'air varient beaucoup au cours de la journée, et avec elles la valeur de la pression de vapeur saturante, donc l'humidité relative.

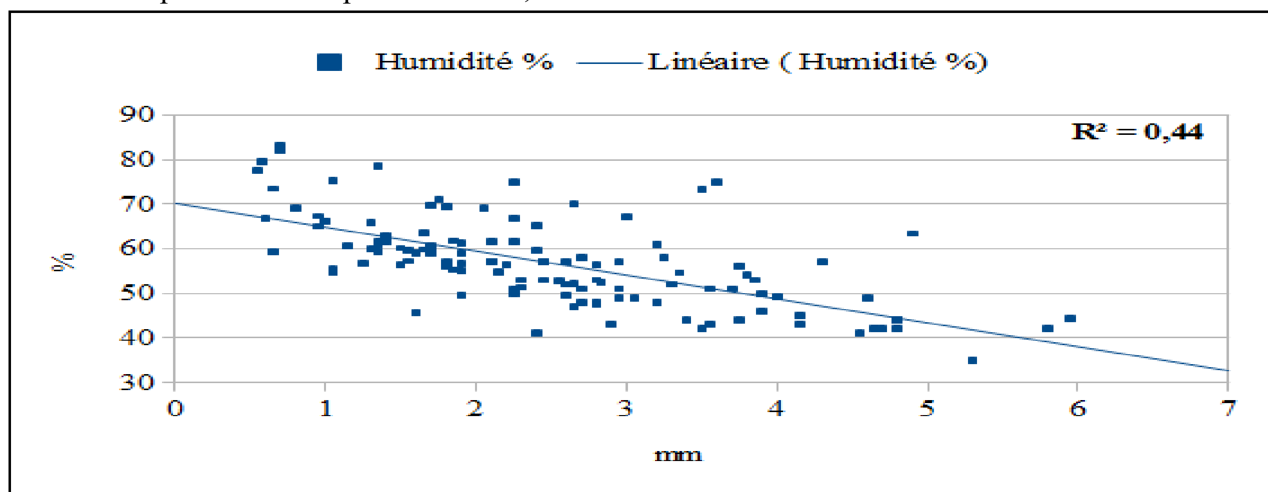


Figure. 39 : *Le lien entre l'évaporation réelle et l'humidité relative pour la période allant de 1er mai au 31 août 2016.*

La (Figure. 40) montre les variations de l'humidité relative et de l'évaporation à l'échelle horaire. Cette figure confirme ce que nous avons noté lorsque nous avons expliqué pourquoi la quantité d'évaporation pendant la période diurne dépasse de plusieurs fois ce qu'elle est pendant la période nocturne. Nous répétons cette explication encore une fois, compte tenu des autres facteurs climatiques, lorsque l'humidité relative augmente pendant la nuit, les possibilités d'échanges de molécules entre l'eau et l'air diminuent.

Pour conclure sur le rôle joué par l'humidité relative dans le processus d'évaporation, nous ne pouvons rien ajouter à ce qui existe déjà, mais nous l'avons confirmé en donnant des exemples basés sur nos propres données. Nous pouvons dire aussi que l'humidité relative est un des facteurs climatiques qui affecte l'évaporation, mais nous ne pouvons pas l'utiliser comme un facteur déterminant de la quantité d'évaporation à l'échelle journalière.

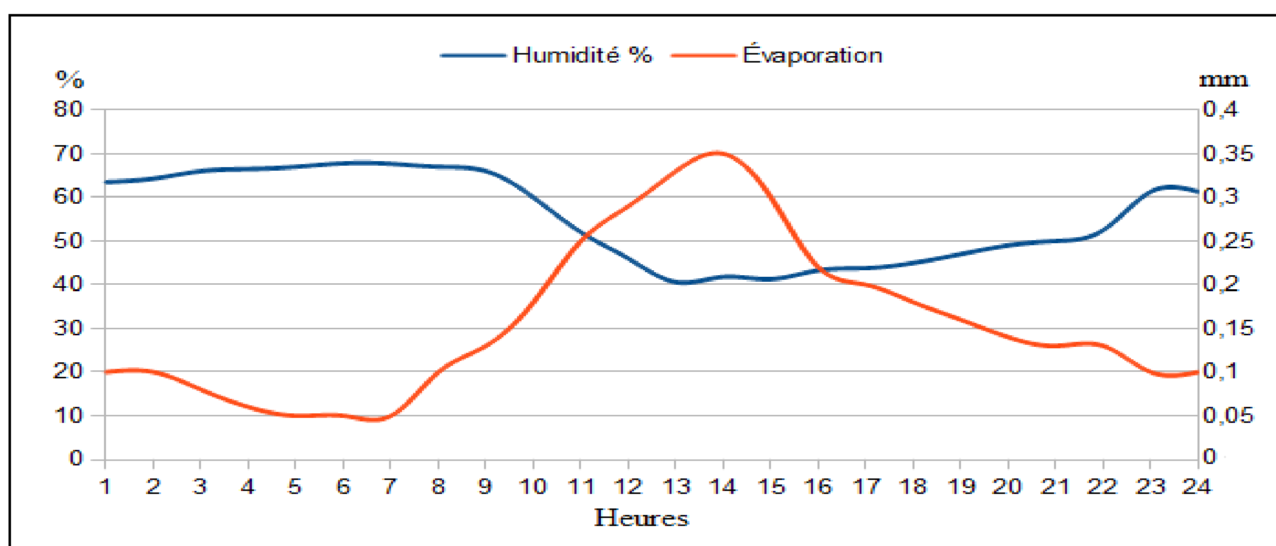


Figure. 40 : *Les variations horaires de l'humidité relative et de l'évaporation, l'exemple du 02 août 2016.*

Table. 16 : *Les valeurs moyennes journalières de l'humidité relative (%) et de la vitesse moyenne journalière du vent (m/s) pour la période allant du 1er mai au 31 août 2016.*

	mai			juin			juillet			août		
N° de jour	Évaporation	Vitesse du vent	Humidité %	Évaporation	Humidité %	Vitesse du vent	Évaporation	Humidité %	Vitesse du vent	Évaporation	Humidité %	Vitesse du vent
1	2,6	0,0	57,0	0,6	79,6	0,0	1,7	59,8	0,0	3,0	49,0	0,0
2	3,3	0,0	58,0	0,6	66,8	0,0	1,7	59,5	0,0	3,8	54,0	0,0
3	2,4	0,2	41,0	1,0	66,2	0,0	1,4	60,9	0,0	3,1	49,0	0,0
4	5,3	0,1	35,0	1,4	62,9	0,0	1,3	56,8	0,0	1,0	65,0	0,0
5	6,0	0,3	44,3	1,9	55,3	0,0	2,3	53,0	0,0	2,1	57,0	0,0
6	4,8	0,3	43,9	2,4	59,6	0,0	2,6	49,5	0,0	2,6	52,0	0,0
7	4,6	0,4	49,0	2,2	54,7	0,0	2,8	52,4	0,0	2,7	48,0	0,1
8	4,9	0,1	63,4	2,6	52,8	0,2	3,4	54,6	0,0	2,7	51,0	0,0
9	1,6	0,1	57,2	3,0	67,2	0,1	2,7	52,0	0,0	2,3	51,0	0,0
10	2,7	0,0	70,0	1,4	61,7	0,0	3,2	61,1	0,0	2,7	47,0	0,0
11	1,1	0,0	75,3	2,3	74,9	0,1	1,6	59,0	0,1	2,3	50,0	0,0
12	0,7	0,0	82,0	0,7	73,5	0,1	2,2	56,5	0,0	2,8	48,0	0,0
13	0,8	0,0	69,0	1,0	67,3	0,1	2,1	57,2	0,0	2,9	43,0	0,0
14	1,1	0,0	54,7	1,3	65,7	0,1	1,9	49,6	0,0	3,4	44,0	0,0
15	3,0	0,0	57,0	1,7	69,7	0,1	2,8	47,6	0,2	4,6	41,0	0,0
16	1,9	0,0	56,6	1,8	71,0	0,1	3,9	45,9	0,1	3,8	44,0	0,0
17	2,3	0,1	66,9	1,2	60,7	0,0	4,2	45,0	0,0	1,8	57,0	0,0
18	1,7	0,0	60,6	1,9	61,2	0,0	4,8	44,0	0,0	2,5	57,0	0,0
19	2,1	0,0	69,1	1,7	63,5	0,1	5,8	42,0	0,1	1,8	56,0	0,0
20	1,1	0,2	55,3	1,4	59,4	0,0	2,8	53,0	0,0	2,5	57,0	0,0
21	3,6	0,1	74,9	1,6	45,7	0,1	1,7	59,0	0,0	2,7	52,0	0,0
22	1,5	0,0	60,1	4,0	49,3	0,1	3,0	51,0	0,0	3,6	43,0	0,1
23	2,3	0,2	51,3	3,5	73,3	0,0	3,9	53,0	0,0	3,5	42,0	0,0
24	3,8	0,1	56,2	0,7	59,3	0,0	3,6	51,0	0,0	4,2	43,0	0,0
25	2,1	0,0	61,6	2,8	56,4	0,0	3,7	51,0	0,0	4,8	42,0	0,0
26	1,5	0,0	56,4	2,3	61,7	0,0	3,3	52,0	0,0	4,7	42,0	0,1
27	2,4	0,0	65,2	1,6	59,7	0,0	3,9	50,0	0,0	4,7	42,0	0,0
28	1,8	0,1	69,3	1,7	60,1	0,0	1,9	59,0	0,0	1,9	55,0	0,0
29	1,4	0,0	78,6	1,9	61,8	0,1	2,7	58,0	0,0	1,3	60,0	0,0
30	0,7	0,0	83,1	1,4	61,6	0,0	4,3	57,0	0,0	2,5	53,0	0,0
31	0,6	0,0	77,5				2,8	53,0	0,0	3,2	48,0	0,0

3.1.1.4 – La vitesse du vent(1)

Comme nous l'avons vu dans le paragraphe précédent, la diffusion des molécules d'eau à partir d'une surface d'eau libre dans une couche d'air parfaitement immobile diminue au fur et à mesure que cette couche s'approche de la saturation, puisque de moins en moins de molécules vont de l'eau vers l'air, et que de plus en plus de molécules retournent dans l'eau à partir de l'air. Des mouvements de l'air sont alors nécessaires pour permettre le renouvellement de cette *couche limite*(2), la reprise des échanges de molécules d'eau dans le sens privilégié eau-air, et donc la reprise d'une évaporation.

Bien que le flux d'évaporation dépende beaucoup de la turbulence de l'air (Lambert, 1996 ; Cosandey et Robinson, 2000; Hufty, 2001), le vent jouit de peu de faveur dans le processus d'évaporation (Lecarpentier, 1975), car il n'agit jamais indépendamment des autres facteurs climatiques, il a un effet tout différent selon sa direction, selon qu'il souffle par temps humide ou par temps sec, et bien d'autres conditions encore. Ainsi dans la région toulousaine, J. Puech et M. Combert (1969) ont montré que, par rapport à une situation de calme atmosphérique, le vent d'ouest n'augmentait pratiquement pas l'évaporation, tandis que le vent d'autan, sec et chaud, avait une influence marquée mais impossible à chiffrer en raison de son indissociabilité d'avec celle d'autres facteurs.

À l'opposition des quatre facteurs climatiques précédents (l'énergie solaire arrivant à la surface évaporante, la température de la surface de l'eau, la température de l'air et le déficit de saturation), la relation entre la vitesse du vent et l'évaporation n'est valable que jusqu'à un certain point : à partir d'une valeur critique, l'augmentation de la vitesse du vent n'augmente plus l'évaporation. Cette

(1) Parce que le lieu de notre expérience des quatre mois de l'été 2016 était protégé du vent (des murs de l'ouest et du nord qui empêche totalement le vent de ces directions d'atteindre la site de mesure) , Nous nous sommes appuyés sur ce que nous avons trouvé dans la littérature scientifique pour rédiger ce paragraphe.

(2) C'est une tranche atmosphérique de quelques centimètre d'épaisseur, existante à l'interface entre la surface de l'eau et l'air (Revault d'Allonnes, 1992).

vitesse critique, qui varie avec l'ensemble des conditions de l'évaporation, correspond au moment où la turbulence est suffisante pour diffuser les molécules d'eau dans l'air à la vitesse maximale de l'évaporation imposée par l'énergie disponible et les conditions d'humidité de l'air. En fait, « *le vent ne provoque pas l'évaporation, mais permet à celle-ci de se produire à un taux donné, qui lui-même est conditionné par l'énergie disponible.* » (Cosandey et Robinson, 2000, p. 89).

Il faut noter que le vent est un facteur éminemment variable en fonction de la topographie : aussi est-il difficile de l'intégrer à une échelle qui se veut résolument régionale ; seuls les littoraux exposés au vent offriraient à la rigueur des conditions d'homogénéité suffisantes pour qu'il soit envisageable de l'introduire, ne serait-ce que sous forme d'un coefficient correctif.

Il faut noter aussi que le vent, parce qu'il provoque des rides à la surface de l'eau, augmente la surface d'échange entre l'eau et l'air (Missenard, 1938).

Bien que nos mesures soient effectuées dans un endroit partiellement protégé du vent, nous pouvo-ns montrer le lien entre la vitesse du vent et l'évaporation mesurée, car toutes les deux sont prises au même endroit (données citées dans la Table. 16).

La (Figure. 41) montre que le coefficient de corrélation entre la vitesse du vent et l'évaporation est très faible (R^2 = 0,09). Donc, la vitesse du vent ne peut pas du tout être utilisée comme un facteur déterminant de la quantité d'eau évaporée à partir d'une surface d'eau libre.

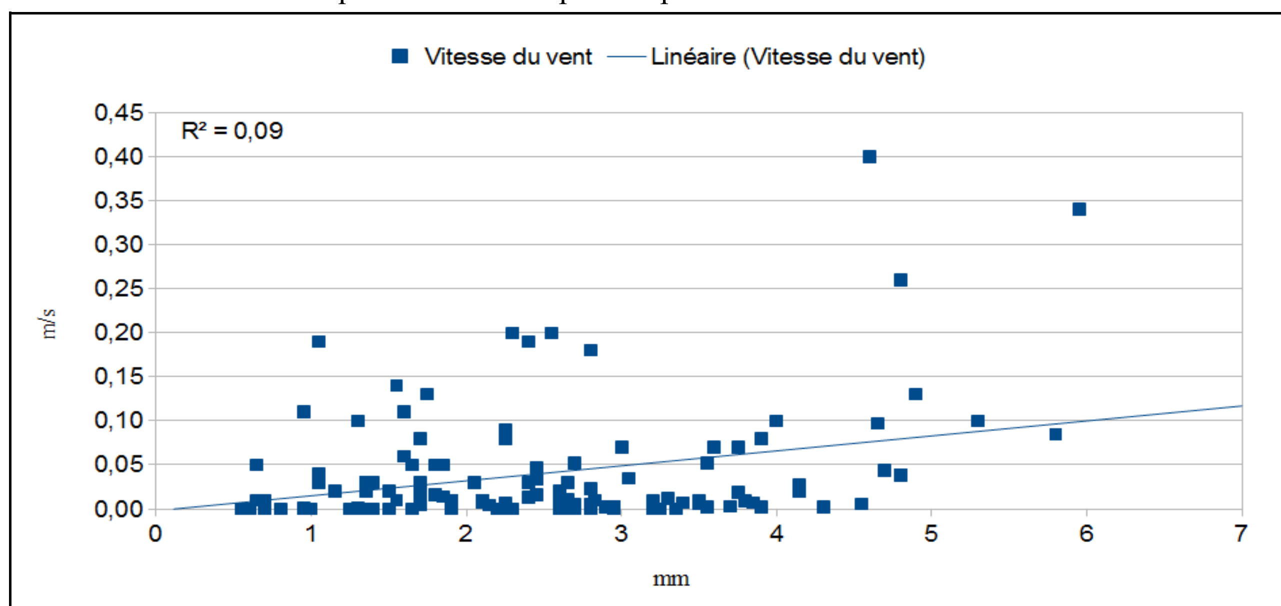


Figure. 41 *: Le lien entre l'évaporation réelle et la vitesse du vent pour la période allant de 1er mai au 31 août 2016.*

Avant de finir sur l'influence de la vitesse du vent sur le processus d'évaporation, et parce qu'une partie considérable des références bibliographiques, surtout celles de ceux qui ne sont pas spécialistes en évaporation (par exemple : Revault d'Allinnes, 1992), comptent encore sur la vitesse du vent et le déficit de saturation (e_s - e_a)(1) pour déterminer l'évaporation, nous trouvons, après avoir montré le lien faible entre la vitesse du vent et l'évaporation, qu'il est très important de montrer aussi le lien entre l'évaporation et le déficit de saturation(2).

La (Figure. 42) montre la faible relation entre l'évaporation mesurée et le déficit de saturation (R^2 = 0,39). Bien que le déficit de saturation soit lié directement à l'humidité relative, la température

(1) Ils utilisent la loi de Dalton pour déterminer la quantité de l'eau perdue par l'évaporation

(2) Le déficit de saturation est la différence entre la pression de vapeur saturante à la température de la surface évaporante et la tension de vapeur réelle dans l'air.

de l'air et celle de la surface évaporante, nous pensons que cette faible relation (R^2 = 0,39) peut justifier que d'autres facteurs climatiques sont plus importants dans ce processus que le déficit de saturation, comme par exemple le rayonnement solaire.

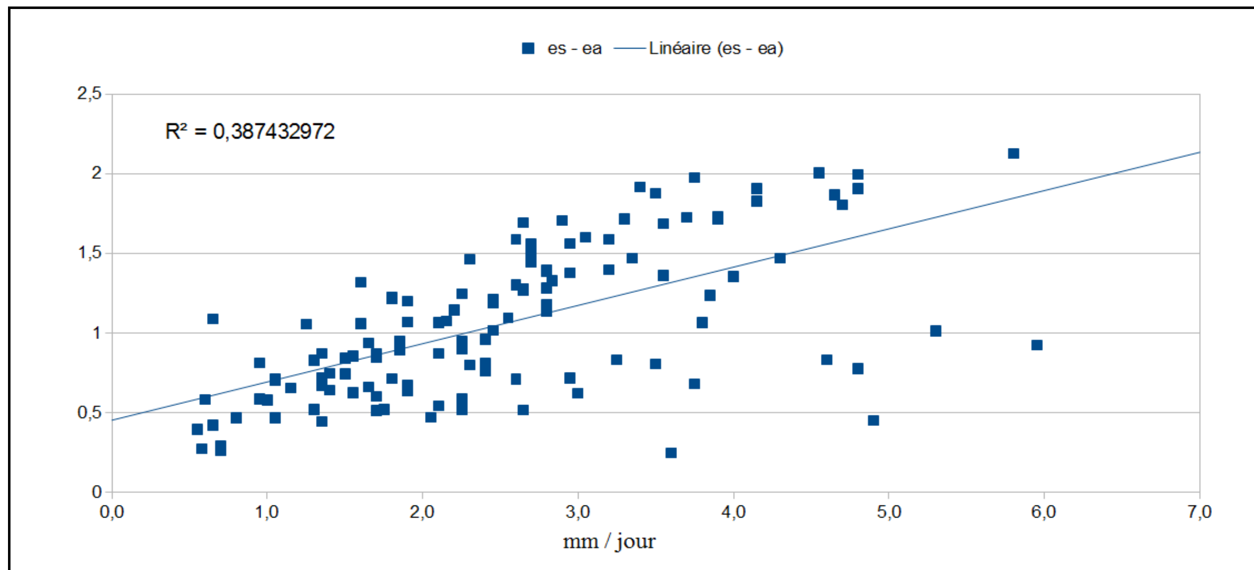


Figure. 42 : *Le lien entre l'évaporation réelle et le déficit de saturation pour la période allant de 1er mai au 31 août 2016.*

3.1.1.5 – La pression atmosphérique

Pour être complet, nous devons faire mention de la pression atmosphérique comme facteur négatif de l'évaporation puisque toutes choses par ailleurs égales, l'évaporation est automatiquement plus forte dans les régions d'altitude élevée. Pour montrer le rôle de la pression atmosphérique dans le processus d'évaporation, nous pouvons citer un exemple mentionné dans la thèse de A. Anderssen Rodriguez (1971). Dans cet exemple, nous constatons qu'à La Macubaji, station vénézuélienne située à 3 550 mètres d'altitude, le fait de ne pas tenir compte du facteur pression, c'est-à-dire de calculer l'évaporation d'un plan d'eau comme si nous étions au niveau de la mer, conduit à la sous-estimer dans une proportion pouvant atteindre 20 % en saison sèche.

En sachant que la pression atmosphérique n'a une influence appréciable sur le processus d'évaporation qu'au-dessus de 2000 mètres d'altitude (Lecarpentier, 1975), et parce que notre région d'étude se situe beaucoup au-dessous de cette altitude, nous considérons cela comme un facteur climatique négligeable lors de l'étude d'évaporation.

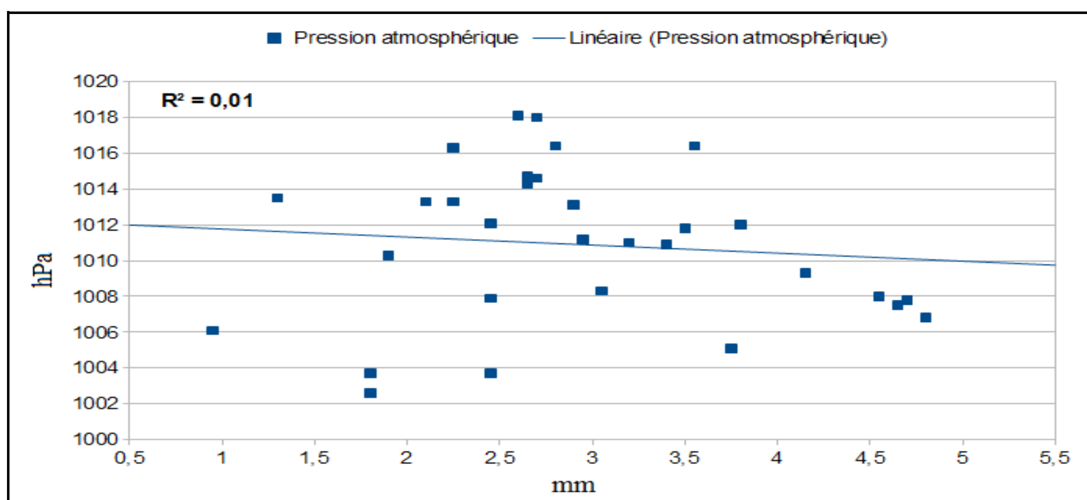


Figure. 43 : *Le lien entre l'évaporation réelle et la pression atmosphérique pour la période allant de 1er au 31 août 2016.*

Après avoir exposé l'importance de chaque facteur climatique dans le processus d'évaporation, nous rappelons que l'un des buts principaux des mesures directes de l'évaporation (qui exigent beaucoup de temps, surtout si le terrain d'étude est situé loin du lieu de travail, des instruments de mesures qui ne sont pas toujours disponibles pour des raisons financières ou autres, de l'absence d'une personne experte pour prendre les mesures pour être sûr que les mesures soient fiables...etc) est de les utiliser comme valeurs de référence pour évaluer les formules mathématiques déjà existantes ou même pour établir une formule empirique adaptée avec le terrain où ces mesures sont prises. Pour cela, nous trouvons qu'il est important de trouver la formule empirique qui nous permet de calculer l'évaporation en utilisant ces données météorologiques.

Pour établir une telle formule, il nous fallait faire une régression linéaire multiple. Nous avons calculé cette régression en utilisant la version 22 du logiciel de statistique IBM SPSS. Ce logiciel nous a permis de trouver la formule empirique suivante :

$$E = 0,168\ Rs + 0,126\ T_a - 0,091\ T_s - 0,002\ Hr + 3,822\ V + 1,249 \ldots\ldots\ldots (69)$$

où : E est l'évaporation en (mm/jour) ; Rs est le rayonnement solaire arrivant à la surface évaporante en (MJ/m²/jour) ; T_a est la température moyenne journalière de l'air ; T_s est la température moyenne journalière de l'eau ; V est la vitesse moyenne du vent à 1,5 mètre au-dessus de la surface évaporante ; Hr est l'humidité relative moyenne journalière de l'air.

Pour connaître la fiabilité de cette formule, nous avons calculé l'écart quadratique moyen, en anglais (*Root-mean-square deviation*) (RMSD) selon l'équation suivante :

$$RMSD = [(E_m - E_c)^2]^{0,5} \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots (70)$$

où : RMSD est l'écart quadratique moyen ; E_m est l'évaporation mesurée par le bac d'évaporation ; E_c est l'évaporation calculée selon l'équation (69).

En utilisant l'équation (70) nous avons trouvé que l'écart quadratique journalier moyen pour la période (1er mai au 31 août 2016) est égale à (0,47 mm/jour). En sachant que l'évaporation moyenne journalière pour la même période est égale à (2,51 mm/jour). Donc, notre formule empirique (Équation. 69) donne des résultats à (± 18,7 %) des mesures directes. À notre connaissance, une telle différence est totalement acceptable dans ce domaine de recherche.

La (Figure. 44) montre que le coefficient de corrélation entre l'évaporation mesurée et l'évaporation calculée selon l'équation (69) est égal à (R^2 = 0,75). Bien que, statistiquement, ce coefficient ne représente pas un très fort degré de signification, il reste le coefficient le plus élevé par rapport à ceux qui relient l'évaporation avec les facteurs climatiques pris séparéments.

Pour conclure le chapitre sur les facteurs climatiques affectant l'évaporation, nous pouvons dire que c'est très rare de trouver une étude détaillée consacrée à étudier l'influence des facteurs climatiques sur le processus d'évaporation comme la notre. En plus, les études existantes sont anciennes, effectuées en utilisant des instruments de mesures beaucoup moins précis que ceux que nous avons utilisés dans notre recherche. Par contre, selon notre recherche bibliographique, nous n'avons trouvé aucun chercheur qui ait donné des chiffres concernant l'évaporation pendant la période nocturne. Donc, notre recherche peut être parmi les premières dans ce domaine.

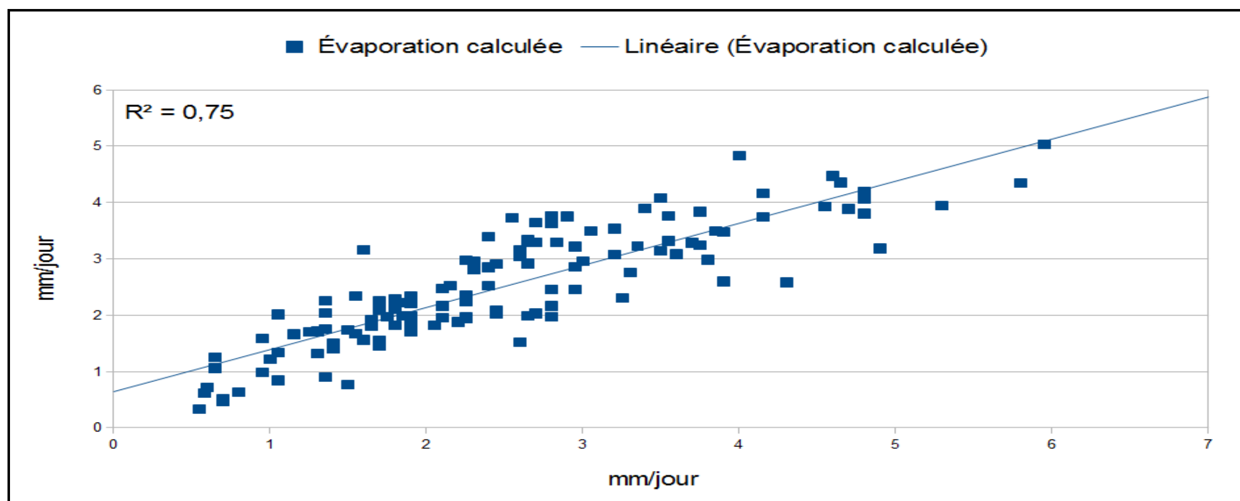


Figure. 44 : *Le lien entre l'évaporation mesurée et l'évaporation calculée selon l'équation (2) pour la période allant de 1er mai au 31 août 2016.*

3.1.2 – *Les facteurs liés aux caractéristiques physiques de la masse d'eau considérée*

Outre les facteurs climatiques, il existe d'autres facteurs qui influent sur l'évaporation de façon spectaculaire. Nous allons dans les pages suivantes identifier les facteurs liés aux caractéristiques physiques des plans d'eau. Nous allons commencer avec la profondeur de la masse d'eau. Ensuite, nous allons montrer l'effet de la superficie du plan d'eau et nous allons finir en expliquant l'effet inhibiteur de la salinité sur le processus d'évaporation.

Il convient de noter que, contrairement à ce que nous avons fait dans le paragraphe précédent de compter principalement sur des données climatiques et des mesures directes que nous avons pris au même endroit et à la même période, dans ce paragraphe nous nous sommes appuyé entièrement sur ce que nous avons trouvé dans la littérature scientifique.

3.1.2.1 – l'influence de la profondeur du plan d'eau sur l'évaporation

« *Les effets de la profondeur d'un plan d'eau donné sur la répartition saisonnière de l'évaporation (mais pas sur le total annuel) peuvent être considérables* » (Cosandey et Robinson, 2000, p. 90).

Lorsqu'un plan d'eau est peu profond, le régime saisonnier des températures de l'eau n'est pas très différent de celui des températures de l'air : l'évaporation maximale intervient en été, et l'évaporation minimale en hiver (Lapworth, 1956 ; Tasumi, 2005). Par contre, les grands lacs très profonds ont des capacités d'emmagasinement de chaleur bien supérieures (Hickman, 1940). Un très bon exemple qui peut justifier ce propos a été cité par le japonais J. Kondo (1994) (voire la Figure. 45). Dans cette exemple, J. Kondo a comparé un lac peu profond (lac Kasumigaura, Profondeur (d) = 3 mètres) avec trois autres lacs profonds (voire très profonds) (lac Nojiri, d = 21 m ; lac Biwa, d = 40 m et lac Towada, d = 80 m).

L'explication logique de cette différence entre l'évaporation saisonnière d'un plan d'eau peu profond et celle d'un autre profond est en lien direct avec la quantité d'eau contenue dans le plan d'eau par unité de surface, par exemple (m^3 par m^2)[(1)]. En comparant l'évaporation du lac Kasumigaura (d = 3m) et celle du lac Towada (d = 80) nous trouvons qu'à partir du mois de mars, où leur évaporation est presque égale, l'eau du lac Kasumignura se réchauffe rapidement à cause de

(1) En comparant par exemple entre le lac Tchad où la profondeur moyenne est égale à 4 mètres et le lac Towada où la profondeur moyenne est égale à 80 mètres. En fait, le premier lac a un volume de 4 m^3 par m² de sa surface, tandis que le second a un volume de 80 m^3 pour chaque m² de sa surface.

son petit volume, ce réchauffement s'accompagne d'une augmentation de portion d'énergie solaire dépensée comme chaleur latente de vaporisation. Pour ces raisons l'évaporation de ce lac enregistre ses valeurs les plus élevées pendant les mois d'été. Par contre, à cause de son grand volume, une grande partie de l'énergie solaire arrivant à la surface du lac Towada est utilisée pour réchauffer ses eaux, ce réchauffement (ou ce stockage de chaleur) continue durant tous les mois d'été[(2)]. Pour cette raison, la portion d'énergie solaire utilisée dans le processus d'évaporation, pendant cette période de l'année, pour ce lac est plus petite que celle utilisée dans le lac peu profond et donc l'évaporation est plus petite.

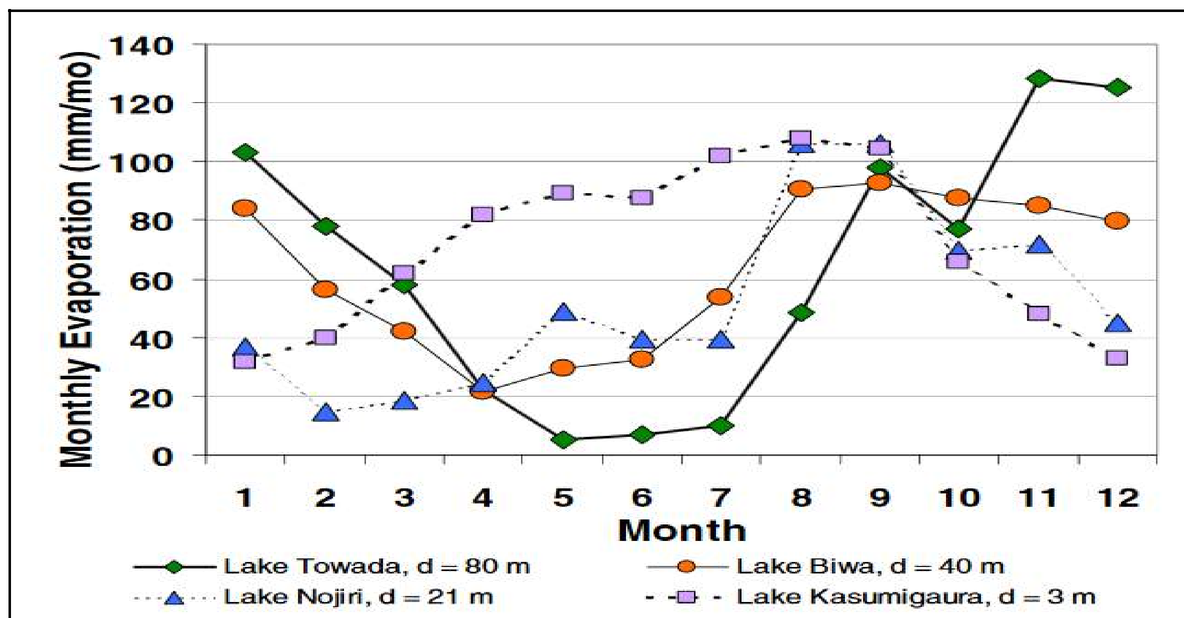


Figure. 45 : *Évaporation annuelle d'un plan d'eau peu profond (lac Kasumigaura) et trois autres lacs profonds. Source : d'après (Kondo, 1994).*

Avec la diminution de la longueur de la journée et de la quantité d'énergie solaire arrivant à la surface pendant les mois d'automne et d'hiver, les eaux de notre lac peu profond se refroidissent rapidement et donc la capacité des molécules d'eau à s'échapper de la surface de l'eau pour rejoindre l'air diminue ; en conséquence, l'évaporation enregistre ses valeurs les plus basses pendant l'hiver. Dans le lac Towada, en contrepartie, le refroidissement de la surface en automne et en hiver provoque une augmentation de densité de l'eau, cela oblige l'eau de la surface à s'enfoncer pour être remplacée par l'eau plus chaude provenant des niveaux inférieurs. Cette rotation se poursuit pendant toute la durée de l'hiver ; elle est accentuée par l'action du vent qui est généralement plus fort en hiver qu'en été. Pendant cette période de l'année, une lente restitution de l'énergie accumulée s'ajoute alors à l'énergie disponible, ce qui, par conséquence, provoque une augmentation de l'évaporation de ce type de lac par rapport aux lacs peu profonds.

Bien que l'explication précédente nous semble très adaptée avec la (Figure. 45), nous ne pouvons, franchement, pas cacher notre inquiétude sur les valeurs de l'évaporation des mois d'été que nous trouvons très sous-estimées. En fait, notre inquiétude vient des points suivants :

- nous savons que les lacs profonds des moyennes et hautes latitudes connaissent généralement une stratification verticale qui n'est pas sans conséquences sur l'évaporation. Autrement dit, pendant le printemps et l'été, la chaleur qui réchauffe la surface n'est transmise que de façon très limitée aux couches inférieures par la turbulence due au vent. Il

(2) Il convient de noter que la chaleur stockée dans une masse d'eau est en lien étroit avec la transparence de l'eau et la profondeur maximale que le rayonnement solaire peut atteindre. Par exemple, en supposant que la profondeur maximale que le rayonnement solaire peut atteindre est égale à 70 mètres, et nous avons un lac de 90 mètres de profondeur moyenne. Nous considérons donc que la couche de l'eau entre (-70 à -90 mètres de la surface de lac) n'enregistre aucun changement au niveau de la chaleur (sauf si il existe une autre source de chaleur).

en résulte une couche de surface dans laquelle la température, relativement homogène, est sensiblement plus élevée que celle des niveaux inférieurs ;

- la majorité de l'énergie solaire arrivant à la surface de l'eau ou d'une zone humide est dépensée comme chaleur latente de vaporisation (Kim et Verma, 1996 ; Lafleur *et al.*, 1997 ; Rouse, 2000 ; Eugster *et al.*, 2000 ; Eaton *et la.*, 2001 ; Kellner, 2001) ;

- nous savons aussi, comme nous l'avons montré dans la (Table. 2, p. 54) que l'évaporation se produit uniquement à partir de la surface exposée du liquide ;

- malgré la portion d'énergie solaire emmagasinée dans l'eau sous forme de chaleur sensible pendant les mois d'été, la portion restante qui n'a pas été dépensée à la faveur d'évaporation peut, facilement, dépasser la totalité de l'énergie solaire arrivant à la surface pendant les mois d'hiver.

Pour ces raisons, nous croyons que, en été, l'évaporation des plans d'eau de grande profondeur peut être plus petite que celle des plans d'eau peu profonds, mais elle ne peut pas être aussi faible que celle notée par la (Figure. 45).

Une étude récente (Van Cleave, 2012 ; Lenters *et al.,*2013) effectuée, en utilisant l'instrument le plus précis pour mesurer l'évaporation (le système d'Eddy covariance), montre clairement que l'évaporation la plus élevée à partir les Grands lacs (entre Canada et les États Unis) est enregistrée pendant la période estivale (de mai à octobre), surtout les années qui ont une courte période de congélation hivernale de la surface de l'eau (voir la figure. 46).

En sachant que la grande majorité des lacs profonds dans notre région d'étude (Centre-Ouest de la France) ne gèle jamais, ou presque jamais. Nous pouvons dire que, théoriquement, la différence d'évaporation estivale entre un plan d'eau peu profond et un autre profond pour cette région d'étude, ne sera pas très grande.(1)

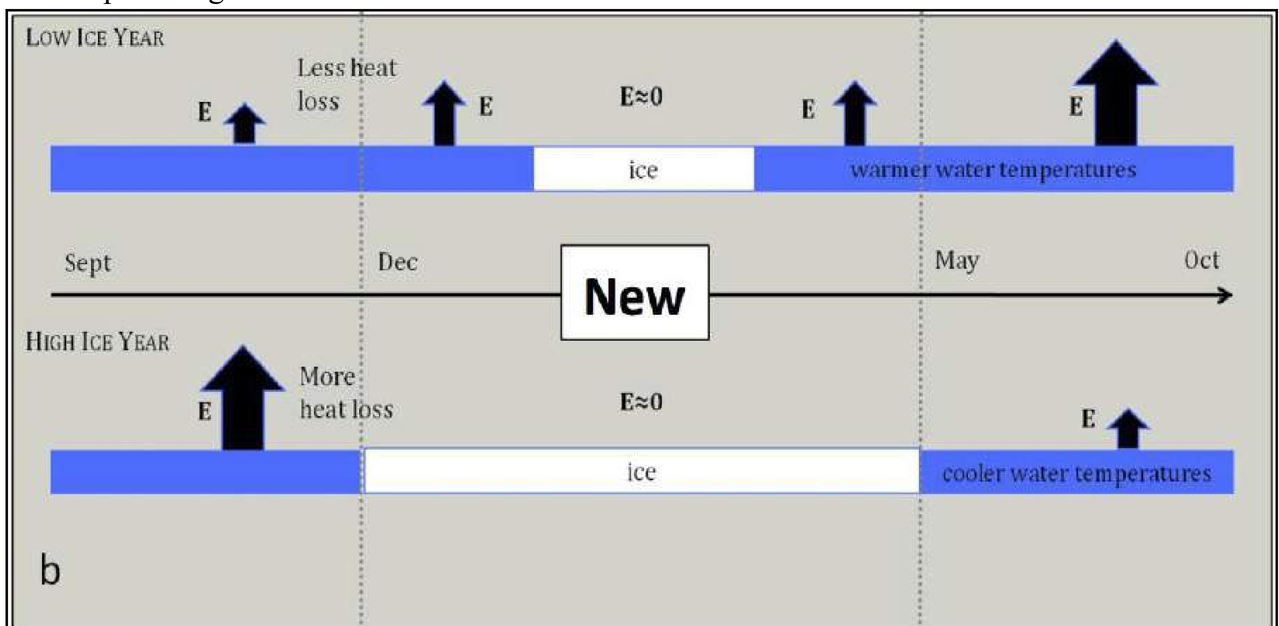


Figure. 46 : *La variation saisonnière de l'évaporation à partir les Grands lacs en fonction de longueur de période de congélation hivernale de la surface des lacs. Source : d'après Lenters et al., (2013)*

(1) Pour confirmer ou même infirmer cette hypothèse, une étude de comparaisons entre l'évaporation à partir d'un plans d'eau peu profond (étang par exemple) et d'un autre profond (un lac de barrage de plus de 20 mètres de profondeur) situés dans cette région géographique, me semble très intéressante à faire après cette thèse.

3.1.2.2 – l'influence de l'étendue du plan d'eau sur l'évaporation

Nous savons que plus la surface d'un plan d'eau est grande, plus la quantité en eau perdue par évaporation est élevée. Cela est correct si nous nous intéressons à la quantité d'eau perdue. Mais quand nous parlons du taux d'évaporation, nous devons prendre en considération que lorsque l'air passe au dessus d'une vaste surface d'eau, le flux d'évaporation diminue en fonction de l'augmentation de la quantité de molécules d'eau contenues dans l'air, c'est-à-dire l'augmentation de l'humidité relative (voir la Figure. 47).

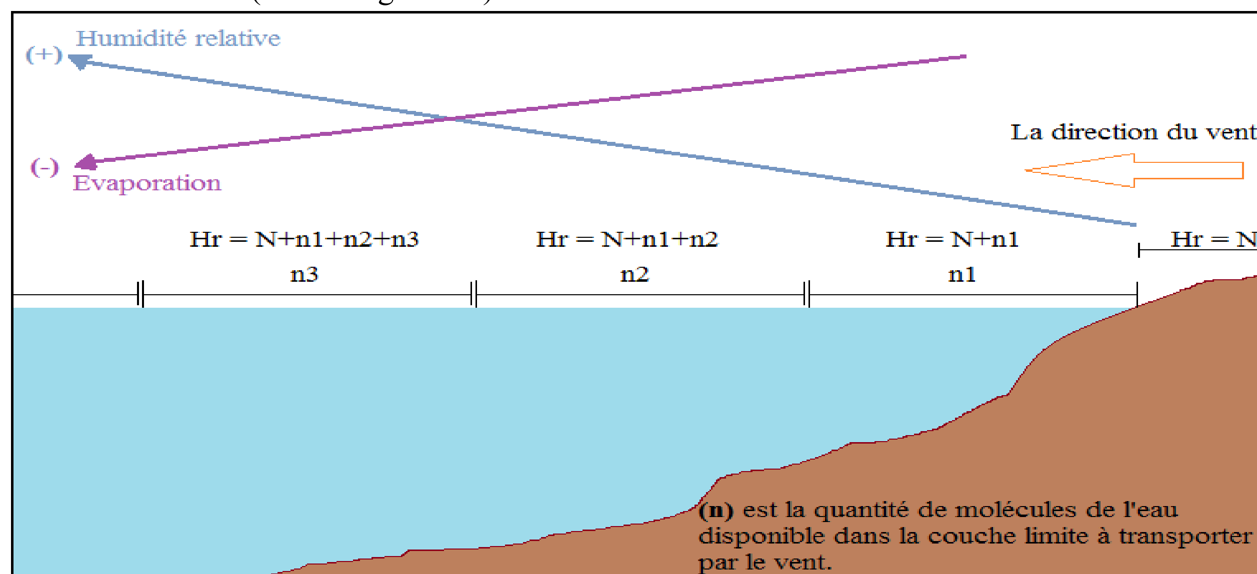


Figure. 47 *: La variation de l'humidité relative au-dessus de la surface de l'eau*

Ceci n'est toutefois plus vrai dans le cas de très grandes étendues d'eau, comme les océans, où l'humidité de l'air, en un point donné suffisamment éloigné des côtes, est indépendante de la distance des berges. Dans ces conditions, l'évaporation, relativement uniforme sur de très grandes surfaces, est fonction de l'énergie disponible (Cosandey et Robinson, 2000).

À l'échelle de petits plans d'eau, comme les étangs, la recherche de A. Azaroual (thèse en fin de rédaction) a confirmé l'influence d'une zone de très grande densité d'étangs (la Brenne) sur l'humidité de l'air qui la traverse. Mais pour savoir l'influence d'un seul étang sur l'humidité de l'air qui le traverse, il faut des mesures de l'humidité relative juste avant et juste après l'étang en parallèle aux vents dominants. En fait, nous n'avons trouvé aucune étude qui confirme l'importance, ou même, qui donne un chiffre précis sur l'influence de ces petits plans d'eau sur l'humidité relative de l'air.

À une échelle encore beaucoup plus petite, des surfaces tels les bacs d'évaporation n'exercent qu'une influence très faible sur les conditions de température et d'humidité de l'air environnant. Le faible volume d'eau qui s'évapore, même s'il est important, est rapidement diffusé de telle sorte qu'un flux peut se maintenir au même taux. Dans ces conditions, il est bien évident que l'évaporation de tels dispositifs est très sensible aux conditions d'environnement. Ch. Riou (1975), par exemple, note qu'un bac à évaporation situé en bordure du lac Tchad évapore en moyenne (3230 mm/an), alors que l'évaporation du lac lui-même est estimée par le bilan hydrologique comme étant de l'ordre de (2150 mm/an) (période 1957-1966).

« *Les écarts entre les valeurs de l'évaporation d'étendues d'eau de tailles différentes sont particulièrement sensibles à l'humidité de l'air entrant dans le système* » (Cosandey et Robinson, 2000, p. 92). Donc, si l'air est déjà humide, ses caractéristiques vont peu changer, même après un long trajet, et la différence du taux d'évaporation variera peu avec la taille de la surface évaporante. Par contre, si l'humidité relative de l'air à l'entrée est basse, elle va augmenter considérablement au fur et à mesure de son trajet, et l'évaporation correspondante diminuera d'autant : dans ce cas de

figure, plus la surface évaporante est petite, plus le flux d'évaporation est élevé, comme le montre la (Figure. 48), proposée par Thornthwaite et Mather en (1955).

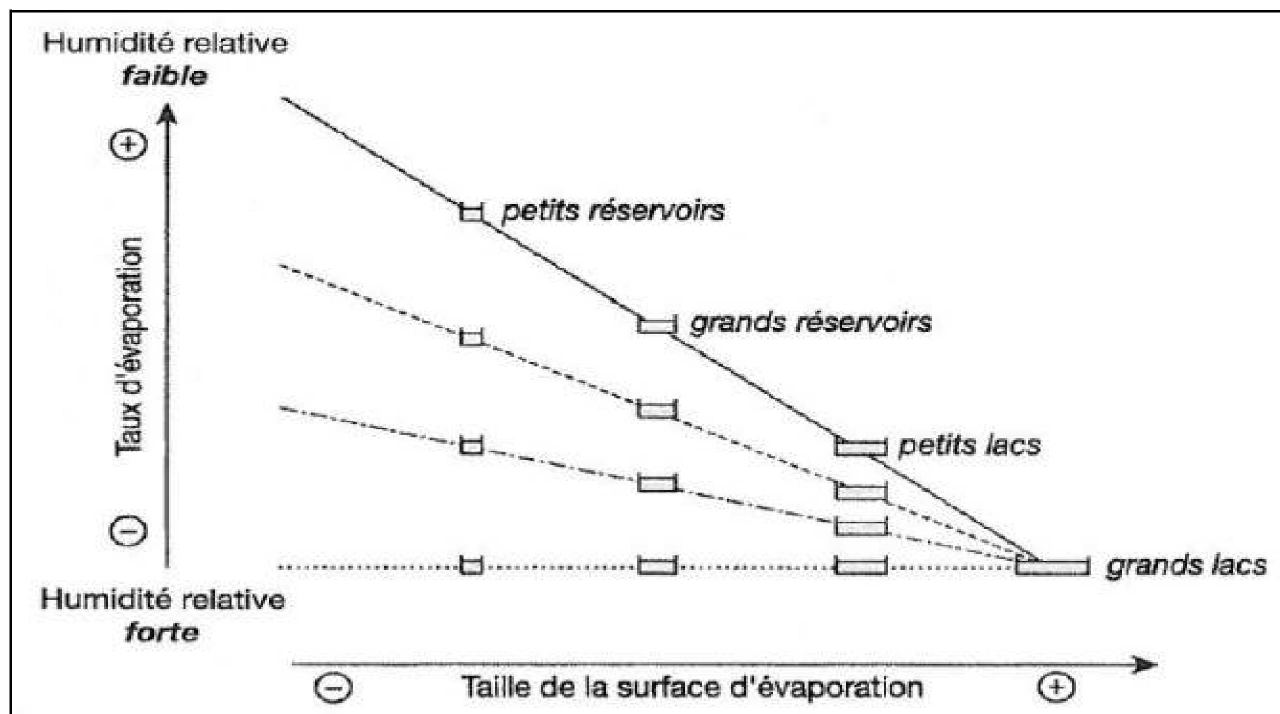


Figure. 48 *: La relation entre le taux d'évaporation, la taille de la surface évaporante et l'humidité relative (vitesse du vent est constante). Source : d'après (Cosandey et Robinson, 2012, p. 109))*

3.1.2.3 – l'influence de la salinité de l'eau sur l'évaporation

Bien que notre étude actuelle soit consacrée à l'étude de l'évaporation des plans d'eau douce, il nous faut, pour être complet, montrer l'influence de la salinité de l'eau sur le processus d'évaporation.

En principe, l'évaporation diminue d'environ 1 % chaque fois que la teneur en sel augmente de 1 %, car la tension de vapeur de l'eau salée est plus faible que celle de l'eau douce. (Cosandey et Robinson, 2012). En effet, lorsqu'une substance est dissoute dans un liquide, les mouvements des molécules dans ce liquide sont freinés, et donc la pression de vapeur réduite. La baisse de pression est directement proportionnelle à la concentration du produit en solution(1).

Mais, il convient de noter qu'une augmentation de la concentration en sel diminuera les taux d'évaporation et maintiendra la température de l'eau. Par exemple, si nous avons remplacé l'eau de la mer morte qui a une salinité égale à (27,5 %) par l'eau de la méditerranée de (3,7 %) de salinité, l'évaporation locale va augmenter (345 mm / an) (de 1563 à 1908 mm / an) et la température de la surface va baisser (3,3 °C) (Calder et Neal, 1984).

Enfin, il faut prendre en considération que cet effet est toutefois secondaire au regard des écarts entre les flux d'évaporation qui peuvent se produire entre différentes unités d'eau douce.

3.1.2.4 – l'influence de la forme du plan d'eau, de la géomorphologie et de la végétation des terres environnantes sur l'évaporation

Dans ce paragraphe, nous présentons plusieurs facteurs qui ne touchent pas directement l'évaporation mais affectent les facteurs climatiques qui contrôlent la vitesse d'évaporation.

(1) C'est la loi de Raoult.

Parmi ces facteurs nous citons *l'altitude du plan d'eau* au-dessus du niveau de la mer. Bien que l'altitude puisse être un facteur positif pour le processus d'évaporation car, tout comme nous l'avons vu par son effet sur la pression atmosphérique, il a, par contre, un effet négatif dû à la diminution de la température de l'air avec l'altitude à un taux moyen de 0,65 degrés Celsius par 100 mètres. Cet effet négatif à été constaté aussi pour la température de l'eau (Touchart, 2001). Donc, en se basant sur ces principes, nous pouvons dire que, théoriquement, l'altitude de la surface évaporante a une influence plutôt négative que positive sur le processus d'évaporation.

Les végétations environnantes du plan d'eau, si elles ont une hauteur moyenne dépassant (15 à 20 mètres), peuvent réduire le taux d'évaporation du plan d'eau d'une manière considérable. Cette diminution d'évaporation est en fait le résultat direct du phénomène d'ombrage à certaines heures de la journée induit par ces plantes. En plus, les plantes entourant le plan d'eau peuvent le protéger du vent et faire ainsi réduire les taux d'évaporation.

D'une manière générale, l'importance du rôle joué par la végétation est en lien étroit avec sa densité, sa hauteur et la position par rapport au soleil (un ombrage le matin n'aura pas les mêmes conséquences sur l'évaporation totale qu'un ombrage l'après-midi (Nion, 2002).

Il convient de noter que, si les plantes aux abords immédiats du plan d'eau peuvent jouer un rôle négatif sur le processus d'évaporation à partir de la surface d'eau libre, elles peuvent, par contre, augmenter la quantité d'eau perdue par l'évapotranspiration à l'échelle du bassin-versant de ce plan d'eau.

La géomorphologie et le site du plan d'eau par rapport aux reliefs peuvent avoir une influence importante sur le taux d'évaporation : deux étangs situés à 500 km l'un de l'autre, ayant des caractéristiques physiques et géomorphologiques semblables peuvent enregistrer un taux d'évaporation identique ou presque. Par contre, deux étangs situés sur la même colline à moins d'un km l'un de l'autre, le premier situé sur la façade sud (ensoleillé, non protégé du vent), le second situé sur la façade nord (boisé, protégé du vent et des rayonnements solaires pendant la plus grande partie de la journée), peuvent enregistrer des taux d'évaporation très différents, surtout pendant la période estivale de l'année.

En ce qui concerne les étangs encaissés ou les étangs de vallée (par exemple les étangs limousins), nous pouvons trouver un étang situé dans une vallée parallèle à la direction du vent dominant (est-ouest), vallée ensoleillée pendant la plus grande partie de la journée, et un autre étang situé dans une vallée perpendiculaire au vent dominant (Nord-sud) moins ensoleillée que la précédente surtout au début et à la fin de la journée. Logiquement, l'évaporation mesurée à partir du premier étang sera beaucoup plus élevée que la deuxième car la vallée dans ce cas constitue un couloir de vent qui accélère le renouvellement de la couche limite ainsi que le taux d'évaporation. Par contre, dans le second cas, la vallée protège l'étang du vent, le renouvellement de la couche limite est beaucoup moins rapide, l'évaporation produite est donc réduite par rapport au premier cas.

L*a forme* des petits plans d'eau comme les étangs ne peut pas jouer un grand rôle dans le processus d'évaporation. Mais, pour les grands lacs, l'humidité relative du vent qui les traverse va augmenter, le taux d'évaporation va donc diminuer.

3.2 – L'évaporation à partir d'un sol nu humide

En fait, durant les mesures directes que nous avons faites toutes les quatre heures pour l'évaporation (une boîte qui contient de l'eau) et l'évapotranspiration réelle (des boîtes qui contiennent les plants de fève et de Jonc), nous sommes arrivés à connaître la quantité d'eau perdue par la transpiration des plantes en comparant la quantité d'eau perdue dans les boîtes plantées et

celle perdue d'une autre boîte qui a la même taille, mais qui ne contient que du sol humide.

Pour cela, nous avons pris les mesures de l'évaporation à partir du sol nu humide en même temps que celle de l'évapotranspiration des boîtes plantées. Nous avons ajouté aux boîtes (cultivées et non cultivées) une quantité d'eau équivalente à celle perdue durant les 24 heures précédentes. La quantité d'eau ajoutée assure que l'humidité initiale du sol est la même pour toute la période de mesure. L'irrigation a été effectuée toujours vers 20h00.

Comme ce que nous avons fait lors de l'étude des facteurs affectant le processus d'évaporation à partir d'une surface d'eau libre, nous allons recommencer avec les facteurs climatiques qui commandent l'évaporation du sol nu en se basant sur nos mesures directes. Ensuite, nous allons présenter les facteurs liés aux caractéristiques physiques du sol, ici nous nous appuyons sur ce que nous avons trouvé dans la littérature scientifique.

3.2.1 – *Les facteurs météorologiques qui interviennent dans le processus d'évaporation d'un sol nu humide (SNH)*

L'évaporation à partir de la surface du sol est, comme à partir de la surface d'eau libre, gouvernée par les facteurs météorologiques. Bien que la disponibilité en eau dans les sol humides soit grande, elle ne peut pas être considérée illimitée, comme dans le cas d'un plan d'eau. Pour cela, et afin de savoir comment l'évaporation à partir d'un SNH réagit face aux facteurs climatiques, nous allons montrer seulement la force du lien entre l'évaporation du SNH et ces facteurs séparément.

La (Table. 17), qui recouvre la période allant du 1er juin au 4 août (soit 65 jours), montre l'évaporation journalière cumulée en (mm) pour deux boîtes de taille identique, la première contient de l'eau (E_eau) et la seconde du sol nu humide (E_sol). Dans cette table nous citons aussi les valeurs moyennes journalières de la température de l'air (T°air) (°C), de l'humidité relative (Hr) (%), et de la vitesse du vent (V) (m/s) et la somme du rayonnement solaire (Rs) (MJ) arrivant au lieu de mesure.

En utilisant les données de la (Table. 17), nous trouvons, comme dans le cas de l'évaporation à partir d'une surface d'eau libre, que la relation entre l'évaporation d'un SNH et le rayonnement solaire est une relation logarithmique (voir la figure. 49.a) et le coefficient de corrélation entre eux (R^2 = 0,82) est le plus élevé par rapport aux autres facteurs climatiques (voir les figures. 49. b, c et d).

La température de l'air, comme dans le cas d'une surface d'eau libre, vient en deuxième place après le rayonnement solaire comme un facteur déterminant de l'évaporation, l'humidité relative vient en troisième place. Par contre, la vitesse du vent ne peut pas du tout être utilisée comme un facteur déterminant de l'évaporation d'un SNH.

En ce que concerne la température de la surface évaporante (ici : la température de la surface du sol), nous n'avons aucune mesure car nous n'avons pas d'instrument fiable pour la mesurer.

Table. 17 : *l'évaporation journalière d'un sol nu humide et d'un surface d'eau libre pour la période allant de 1er juin au 4 août 2016.*

Date	E_eau	E_sol	T° air	Hr	Rs	V	Date	E_eau	E_sol	T° air	Hr	Rs	V
01/06/16	0,5	0,5	14,9	80	2,3	0,00	04/07/16	1,7	1,4	20,7	57	5,2	0,00
02/06/16	0,6	0,5	15,0	67	1,8	0,00	05/07/16	3	2,9	21,5	53	12,0	0,00
03/06/16	0,9	1,1	16,7	66	3,9	0,00	06/07/16	3,7	3,4	21,7	49	13,2	0,02
04/06/16	0,9	1,1	17,3	63	4,4	0,00	07/07/16	4,3	3,7	23,7	52	13,1	0,01
05/06/16	1,5	2	18,8	55	8,2	0,01	08/07/16	4,4	3,7	24,1	55	13,7	0,00
06/06/16	3,4	3,2	23,0	60	13,8	0,01	09/07/16	3,7	3	23,9	52	13,8	0,03
07/06/16	2,7	2,7	21,7	55	9,3	0,00	10/07/16	5	3,8	25,4	61	13,3	0,00
08/06/16	3,7	3,1	22,1	53	11,4	0,20	11/07/16	1,9	1,5	19,6	59	3,9	0,06
09/06/16	4,4	4,2	22,4	67	11,0	0,07	12/07/16	2,7	2,1	18,0	57	7,8	0,00
10/06/16	1,7	1,5	18,4	62	4,1	0,03	13/07/16	2,3	1,9	17,3	57	7,3	0,01
11/06/16	3	2,3	17,7	75	7,6	0,08	14/07/16	2,3	2	16,0	50	7,5	0,01
12/06/16	0,9	0,7	16,3	73	2,7	0,05	15/07/16	3,7	3,3	19,3	48	13,5	0,18
13/06/16	1,2	1	16,3	67	4,0	0,11	16/07/16	5,9	4,1	21,9	46	13,4	0,08
14/06/16	1,7	1,5	15,4	66	4,8	0,10	17/07/16	7	4,6	26,5	45	14,1	0,02
15/06/16	2,3	2,1	16,0	70	9,0	0,08	18/07/16	7	5,8	28,7	44	14,5	0,04
16/06/16	1,7	1,5	14,8	71	6,9	0,13	19/07/16	8,5	6,8	29,3	42	14,8	0,09
17/06/16	1,5	1,5	15,3	61	6,0	0,02	20/07/16	4,1	3,2	25,1	53	6,8	0,02
18/06/16	2,3	2,1	17,5	61	9,7	0,00	21/07/16	2,1	1,5	21,8	59	3,4	0,01
19/06/16	2	1,5	16,7	63	6,1	0,05	22/07/16	4,7	3,9	24,7	51	12,8	0,00
20/06/16	1,8	1,6	18,9	59	7,5	0,03	23/07/16	5,1	4,2	23,9	53	14,0	0,01
21/06/16	2,3	1,9	22,7	46	9,1	0,11	24/07/16	4,7	3,9	23,9	51	13,2	0,00
22/06/16	7,2	4,8	28,3	49	17,5	0,10	25/07/16	5,2	4,2	24,8	51	13,6	0,00
23/06/16	6,1	3,4	26,8	73	13,8	0,01	26/07/16	4,5	3,8	24,5	52	10,6	0,01
24/06/16	0,8	0,9	20,7	59	2,9	0,01	27/07/16	5,2	4,7	23,4	50	10,1	0,00
25/06/16	2,8	2,4	18,7	56	8,1	0,00	28/07/16	2,7	2,5	21,8	59	5,9	0,01
26/06/16	2,9	2,6	19,0	62	9,6	0,00	29/07/16	2,8	2,1	21,6	58	8,3	0,01
27/06/16	2	2	19,1	60	9,4	0,01	30/07/16	4,2	3,3	22,8	57	10,9	0,00
28/06/16	2	2	20,4	60	7,1	0,02	31/07/16	3,2	3,1	22,0	53	7,7	0,00
29/06/16	2,1	1,8	19,8	62	6,6	0,05	01/08/16	3,5	3,5	23,0	49	10,5	0,00
30/06/16	1,7	1,4	19,2	62	5,8	0,03	02/08/16	3,5	3,5	21,5	54	11,7	0,01
01/07/16	2,2	1,7	20,4	60	6,8	0,00	03/08/16	4,3	4	23,2	49	14,0	0,04
02/07/16	1,9	1,7	16,6	60	5,1	0,03	04/08/16	1,2	0,9	18,8	65	2,5	0,00
03/07/16	1,8	1,5	19,4	61	7,3	0,00	Totale	202,6	170,1				

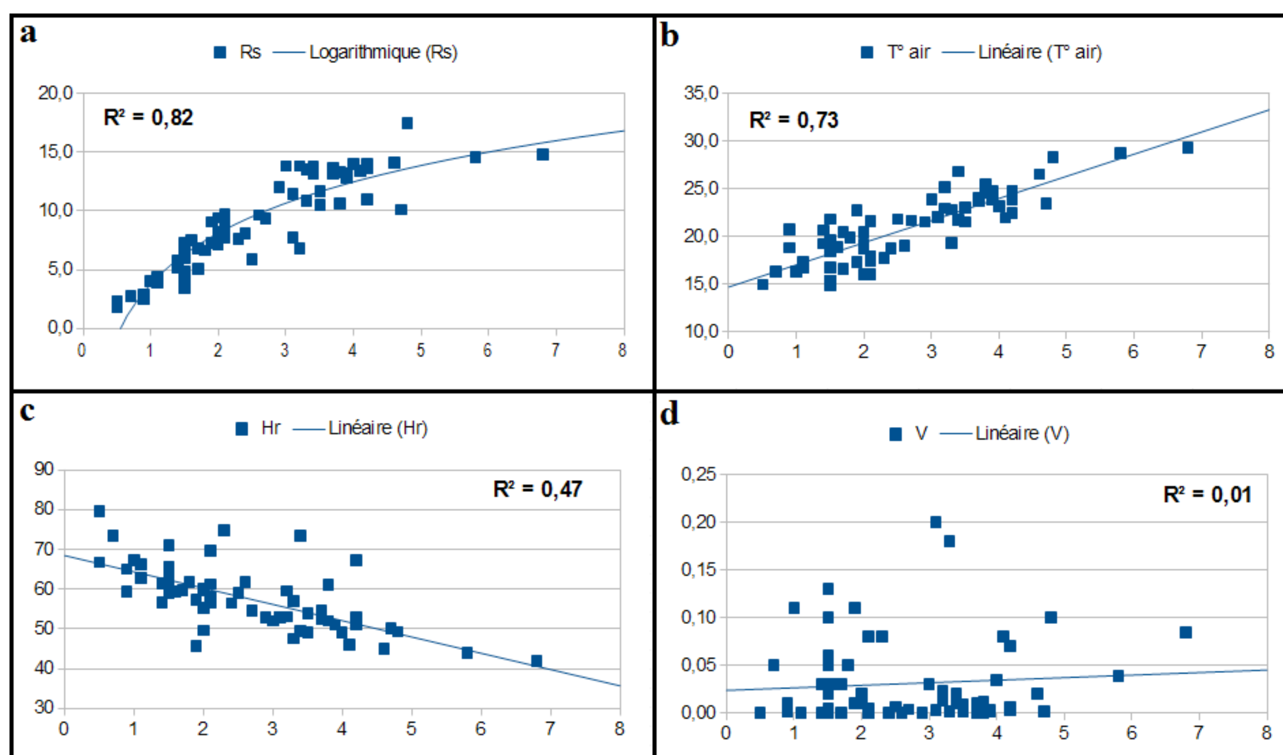


Figure. 49 : *Les coefficients de corrélation entre l'évaporation mesurée à partir d'un sol nu humide et les quatre facteurs météorologiques le plus importants dans le processus d'évaporation pour la période allant de 1er juin au 4 août 2016.*

Après avoir fait apparaître l'importance de chaque facteur climatique dans le processus d'évaporation à partir d'un SNH, nous pensons qu'il est très important d'illustrer l'évaporation mesurée d'un SNH et celle d'une surface d'eau libre dans une seule figure pour savoir si un sol humide peut fournir la même quantité de vapeur d'eau que celle produite par une surface d'eau libre. Jusqu'à quelle limite un sol humide peut assurer la demande atmosphérique des molécules d'eau à son taux maximum ?. Pour répondre à ces questions, nous citons la (Figure. 50) qui montre l'évaporation journalière d'un SNH et d'une surface d'eau libre.

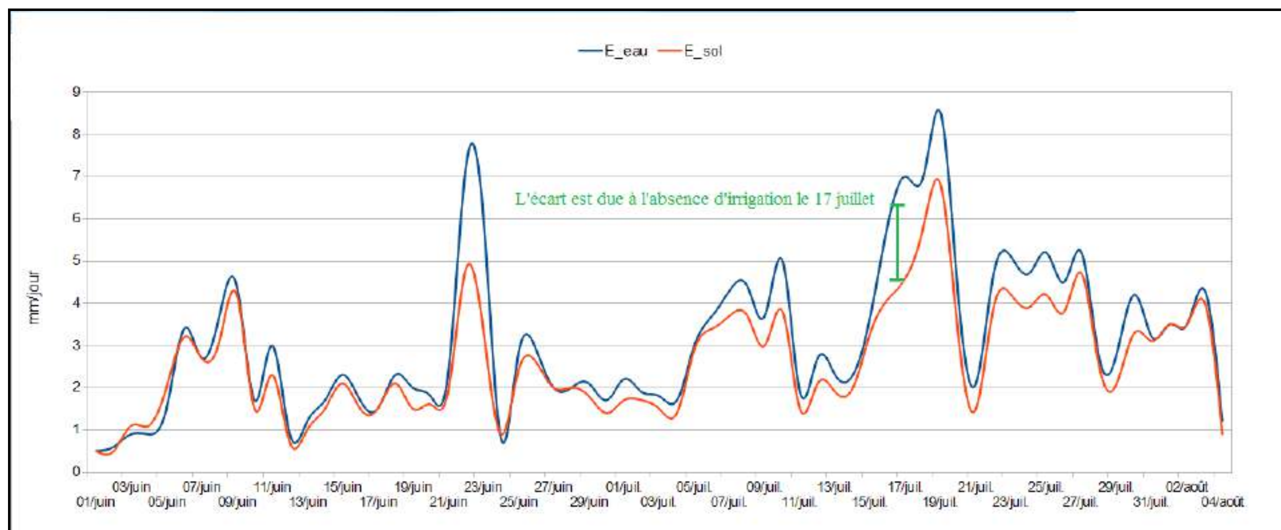


Figure. 50 *: Comparaison entre l'évaporation journalière mesurée d'un sol nu humide et d'une surface d'eau libre pour la période allant de premier juin au 4 août 2016.*

La (Figure. 50) montre clairement que l'évaporation à partir de la surface d'eau dépasse, pendant la grande majorité de jours de mesures, l'évaporation du SNH. La différence entre elles reste petite pendant les jours où l'évaporation journalière est de moins de (4 mm) par jour. À partir de ce seuil, le sol humide n'est plus capable d'assurer l'évaporation à son taux maximum, donc l'évaporation de la surface d'eau libre enregistre des valeurs considérablement supérieures à celle du sol humide.

Pour aller encore plus loin dans la compréhension de ce processus à partir d'un SNH, nous avons comparé l'évaporation du sol avec celle d'une surface d'eau libre à l'échelle horaire. La (Table. 18) montre les variations horaires(1) de l'évaporation du SNH et de la surface d'eau libre, la température de l'eau(2), la température de l'air(3), le rayonnement solaire(4), la vitesse du vent et l'humidité relative. Pour faciliter le traitement de ces données, la (Figure. 51) montre les variations horaires de l'évaporation mesurée à partir du sol (E_sol) et de la surface d'eau (E_eau). Dans cette figure, nous avons présenté aussi le rayonnement solaire (Rs) et le changement de la température de l'eau (ΔT°eau)(5).

Il faut noter que l'eau que nous avons mis dans la boîte qui a été utilisée pour mesurer l'évaporation d'une surface d'eau libre et celle que nous avons utilisée pour irriguer le sol dans l'autre boîte, de taille identique, qui a été utilisée pour mesurer l'évaporation d'un SNH durant toute la journée du 18 février 2017 ont servi à stocker une partie de l'énergie solaire arrivant à la surface des sites de mesure.

---

(1) Les mesures sont commencées le samedi 18 février 2017 à 20h00 et finis le dimanche 19 févier 2017 à 20h00.

(2) La température de l'eau est prise une fois pas heure au même moment de la mesure de l'évaporation.

(3) Les données sur température de l'air, l'humidité relative et la vitesse du vent citées dans la (Table. 18) sont des moyenne horaires (moyenne de 12 échantillons).

(4) La valeur citée sur le rayonnement solaire dans la (Table. 18) est la somme des rayonnements reçus pendant l'heure concernée

(5) Le changement de la température de l'eau (ΔT°eau) veut-dire la différence de la température de l'eau de l'heure (n) et celle de l'heure précédente (n-1). $\mathbf{\Delta T°eau = T°eau_{(n-1)} - T°eau_{(n)}}$

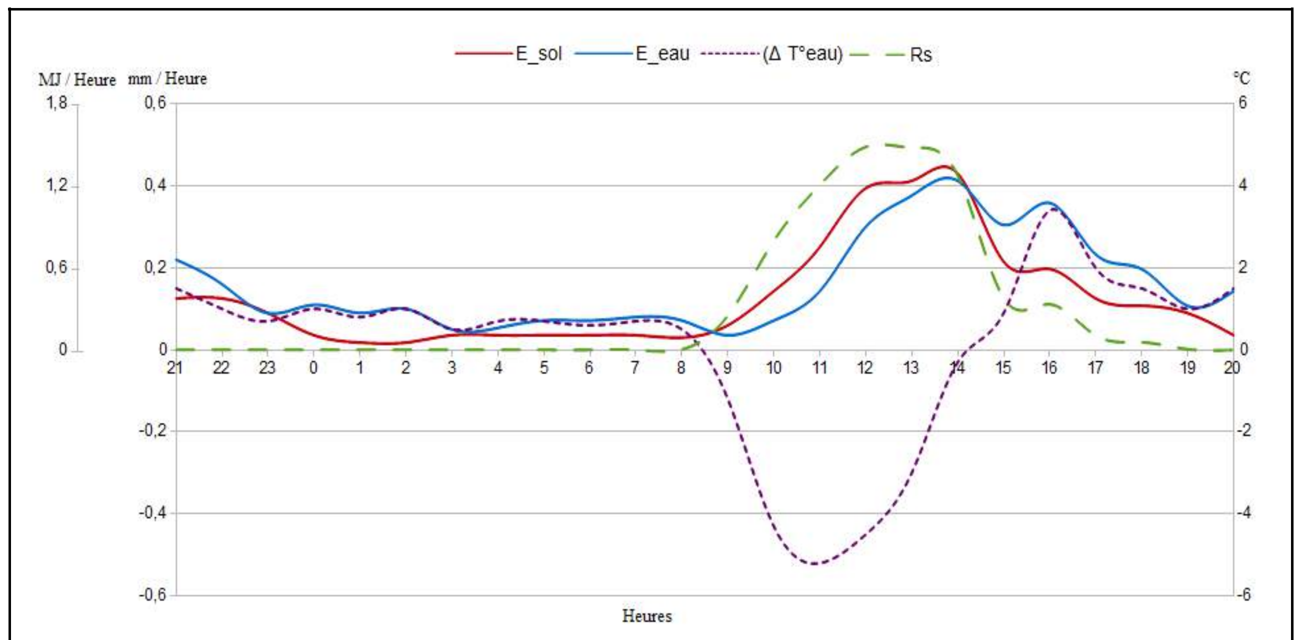


Figure. 51 : *Les variations horaires de l'évaporation à partir d'un sol nu humide et d'une surface d'eau libre. Dans cette figure, le (ΔT°eau) est en (°C) et le rayonnement solaire est en (MJ)*

La boîte qui contient le sol a été irriguée par (38.3 mm) d'eau, ce qui signifie que le sol est resté bien humide et qu'il est capable, théoriquement, d'assurer le processus d'évaporation à son taux maximum, et nous trouvons que l'évaporation à partir de la surface d'eau libre dépasse, pendant toute la nuit, celle du SNH. L'explication de cet écart vient d'une forte relation avec l'énergie stockée dans l'eau et dans le sol pendant la journée du 18 février 2017.

Pour expliquer cela en détails, nous pouvons dire qu'avec la tombée de la nuit, ou plus précisément, dès que le site de mesure ne reçoit plus de rayonnement solaire direct, le sol et la masse d'eau commencent à perdre une partie de l'énergie solaire qu'ils ont stockée pendant la journée. Comme nous le savons, vu sa chaleur spécifique inférieure à celle de l'eau, le sol se refroidit plus rapidement que l'eau. De plus, la couche du sol affectée par le rayonnement solaire ne dépasse pas les premiers centimètres, tandis que la totalité de la masse d'eau participe au stockage de l'énergie solaire. Pour cette raison, nous voyons que pendant la période nocturne l'évaporation à partir de la surface de l'eau enregistre des valeurs plus élevées qu'à partir du SNH grâce à l'énergie solaire qu'elle a stockée sous forme de chaleur sensible pendant la journée.

Après le lever du soleil,et avec l'arrivée du rayonnement solaire direct sur le site de mesure, une bonne partie de cette énergie solaire est dépensée comme chaleur latente de vaporisation à partir du sol et de la surface d'eau libre. Mais, à cause de sa chaleur spécifique, le sol se réchauffe plus rapidement que l'eau. L'énergie des molécules des films d'eau qui entourent les particules du sol ou qui se trouvent entre elles augmente, leur capacité à s'échapper de la surface du sol pour rejoindre l'air est donc plus élevée. Pour cette raison, le sol marque des taux d'évaporation plus élevés que la surface d'eau libre pendant la première moitié de la période diurne. Par contre, la masse d'eau pendant cette moitié de la période diurne stocke la partie restante du rayonnement solaire sous forme de chaleur sensible. Cela confirme notre analyse prononcée dans le paragraphe (3.1.1.2) que le processus d'évaporation ne s'arrête pas lorsque la température de l'air dépasse celle de l'eau (voir la table. 18).

L'après-midi, où le rayonnement solaire arrivant à la surface du site de mesure commence à baisser, l'évaporation à partir de la surface d'eau libre devient plus élevée qu'à partir du SNH, car une partie de l'énergie stockée pendant la première moitié du jour est dépensée à la faveur du processus d'évaporation.

Avant de finir l'analyse de la (Figure. 51), nous tenons à attirer l'attention des lecteurs sur la fait que cette figure confirme le fort lien entre l'évaporation diurne et le rayonnement solaire ainsi que la forte relation entre le changement de la température de l'eau et l'évaporation nocturne.

Table. 18 : *Les variations horaires de l'évaporation à partir d'un sol nu humide (E_sol) et d'une surface d'eau libre (E_eau) en (mm / heure) ; la température de l'eau (T°eau) et de l'air (T°air) et le changement de la température de l'eau (ΔT°eau) en (°C) ; le rayonnement solaire (Rs) en (MJ / heure) ; l'humidité relative (Hr) en (%) et la vitesse du vent (V) en (m / s)*

Date	Heures	E_sol	E_eau	Rs	T°eau	T°air	Hr	V	(Δ T°eau)
18/02/17	21	0,13	0,22	0	14	11,4	50	0,11	1,5
18/02/17	22	0,13	0,16	0	13	10,3	52	0,03	1
18/02/17	23	0,09	0,09	0	12,3	9,1	55	0	0,7
19/02/17	0	0,04	0,11	0	11,3	7,8	58	0	1
19/02/17	1	0,02	0,09	0	10,5	6,7	60	0	0,8
19/02/17	2	0,02	0,10	0	9,5	5,5	62	0	1
19/02/17	3	0,04	0,05	0	9	4,9	64	0	0,5
19/02/17	4	0,04	0,05	0	8,3	4,2	65	0	0,7
19/02/17	5	0,04	0,07	0	7,6	4	66	0	0,7
19/02/17	6	0,04	0,07	0	7	3,4	67	0	0,6
19/02/17	7	0,04	0,08	0	6,3	3	67	0	0,7
19/02/17	8	0,03	0,07	0,004	5,8	2,4	64	0	0,5
19/02/17	9	0,06	0,04	0,251	7	6,7	61	0	-1,2
19/02/17	10	0,14	0,07	0,798	11,3	14,1	43	0	-4,3
19/02/17	11	0,25	0,14	1,207	16,5	17,2	39	0	-5,2
19/02/17	12	0,39	0,30	1,485	21	18,8	41	0	-4,5
19/02/17	13	0,41	0,38	1,48	24	19,5	41	0	-3
19/02/17	14	0,43	0,41	1,276	24,3	18,9	42	0,3	-0,3
19/02/17	15	0,22	0,30	0,379	23,4	16,7	43	0	0,9
19/02/17	16	0,20	0,36	0,334	20	16,1	43	0	3,4
19/02/17	17	0,13	0,23	0,106	18	14,9	44	0	2
19/02/17	18	0,11	0,20	0,056	16,5	13,9	44	0	2,5
19/02/17	19	0,09	0,11	0,005	15,5	12	49	0	1
19/02/17	20	0,04	0,14	0	14	10,5	51	0	1,5
Somme ou	moyenne	3,13	3,84	7,381	13,59	10,5	53	0,02	

Avant de finir sur les facteurs météorologiques commandant le processus d'évaporation à partir de la surface du sol il faut noter que ce taux d'évaporation est, avant tout, lié à la teneur en eau dans le sol et surtout à celle de la couche superficielle du sol. En effet, la relation entre cette teneur en eau et le taux d'évaporation a été étudiée depuis longtemps par beaucoup des chercheurs (Fortier, 1907 ; Veihmeyer et Brooks, 1954).

Lorsque les sols sont saturés, l'évaporation à partir du sol peut dépasser l'évaporation d'une surface d'eau libre (voir les premiers jours dans la figure. 50), ici, il faut prendre en considération le micro relief du sol qui consistue une surface d'évaporation plus grande que celle de la surface de l'eau, « *plus la texture du sol est grossière et sa surface rugueuse, et plus l'évaporation peut dépasser celle d'une surface d'eau libre* » (Cosandey et Robinson, 2000, p. 93).

L'évaporation diminue rapidement avec la diminution de la teneur en eau de la couche de surface, jusqu'à devenir quasi nulle quand le sol est sec. Cela explique que l'évaporation réelle d'une région située au nord de la péninsule scandinave peut dépasser plusieurs fois l'évaporation réelle d'une zone située au milieu du grand Sahara. De plus, malgré la hausse des températures mondiales, plusieurs études ont rapporté des baisses des volumes moyens mondiaux de l'évapotranspiration au cours des dernières années. La raison en est simple : l'évapotranspiration ne dépend pas seulement de la température et du rayonnement solaire, mais aussi de la quantité d'eau disponible dans le sol[1].

(1) https://jack35.wordpress.com/2014/01/23/limpact-del-nino-sur-levaporation-continental/

3.2.2 – *Les facteurs liés aux caractéristiques physiques du sol*

Sous des conditions climatiques identiques, l'évaporation de deux types de sol peut être très différente. Cette différence entre les deux types de sol, si leur teneur en eau est égale, est liée principalement leurs caractéristiques physiques. Parmi ces caractéristiques, nous allons présenter la capillarité et l'albédo.

3.2.2.1 – Le capillarité du sol et son influence sur le processus d'évaporation[1]

Dans notre région d'étude, pendant les mois chauds où les pluies ne sont pas fréquentes, l'évaporation, surtout après l'assèchement de la couche superficielle du sol, devient très dépendante des transferts d'eau, qui s'effectuent à partir d'une nappe située en profondeur vers la couche superficielle du sol.

La remontée capillaire amène l'eau jusqu'au front d'évaporation, dans le sol. Entre ce front et la surface, il y a diffusion moléculaire de la vapeur d'eau dans l'air qui se trouve dans les pores, et cette diffusion provoque un débit de vapeur d'eau vers la surface du sol, débit qui demeure toutefois très faible dans les conditions climatiques tempérées. Par contre, la plus grande partie de l'évaporation dans les régions désertiques est le fruit de la remontée capillaire (Cosandey et Robinson, 2000).

L'ampleur des remontées capillaires est particulièrement sensible à la taille et l'imbrication des particules de sol entre elles, autrement dit la texture et la structure des sols. Dans des sols à texture fine, de telles remontées sont possibles sur de grandes profondeurs, alors que lorsque la texture est grossière, elles ne peuvent se produire que sur quelques centimètres. Mais comme la vitesse de circulation de l'eau varie inversement à la longueur du déplacement vertical, la profondeur de la nappe joue un rôle prépondérant. Ainsi de nombreuses expériences ont montré que l'évaporation, maximale lorsque la nappe affleure la surface du sol, diminue au fur et à mesure que la nappe s'enfonce. Lorsque la nappe atteint un certain niveau dont la profondeur varie avec la nature du sol, l'évaporation devient très faible et ses variations insignifiantes. Les travaux de Keen (1927) ont conduit à proposer, pour cette profondeur critique les valeurs de 35 cm pour des sables grossiers, 70 cm pour des sables fins et 85 cm dans des sols lourds et argileux.

Si les remontées capillaires peuvent jouer un certain rôle dans l'évaporation dans la condition particulière d'une nappe sub-affleurante, il faut surtout retenir que l'eau parvenant à la surface du sol par l'intermédiaire de ces forces de remontée capillaire n'augmente pas l'évaporation dans des proportions significatives.

3.2.2.2 – L'albédo et la couleur des sols

Dans la mesure où l'albédo conditionne la part du rayonnement absorbé par le sol, modifie le bilan énergétique au niveau d'une surface, ses effets sur l'évaporation sont forcément non négligeables.

L'albédo d'un sol donné est lié principalement à sa couleur. Un sol plus foncé, ayant un albédo plus faible, a tendance à absorber davantage de chaleur qu'un sol plus clair. Ainsi, nous pouvons admettre qu'entre un sol de sable blanc, dont l'albédo peut atteindre 0,4, et un sol foncé, dont l'albédo peut être moins de 0,1, l'écart d'évaporation, si l'eau n'est pas facteur limitant, peut être de l'ordre de quelques pour cent en faveur du sol le plus foncé.

Pour conclure sur les facteurs qui interviennent dans l'évaporation d'un sol nu, nous pouvons dire que dans la nature, la teneur en eau du sol peut être considérée comme le facteur le plus important

(1) Dans ce paragraphe nous avons basé sur l'ouvrage de C. Cosandey et M. Robinson (2000).

pour déterminer son évaporation.

3.3 – L'évapotranspiration d'un sol cultivé

Afin d'approfondir notre compréhension du processus de l'évapotranspiration, et selon les outils de mesures dont nous disposons, nous avons mesuré l'évapotranspiration réelle de deux espèces végétales, une plante cultivée (la fève) et une plante de zone humide (le jonc). Les mesures sont effectuées à une échelle temporelle très fine (une mesure toutes les quatre heures).

En ce qui concerne les plants de fève, nous avons semé les graines le 04 avril 2016 et le 17 juillet 2016 nous les avons récoltées. Pour cette période de (103 jours) nous avons mesuré un taux moyen(1) d'évapotranspiration égal à 566 mm, soit 2,25 fois plus grande que l'évaporation mesurée à partir d'une surface d'eau libre pour la même période (251 mm). En sachant que le poids des graines semées était de (23 grammes) et que le poids des graines récoltées était de (55 grammes), nous pouvons dire que, malgré la faible récolte, les plantes de fève ont réussi à accomplir un cycle de vie entier. Selon ces mesures, nous avons eu besoin de (1310 grammes) d'eau pour produire un seul gramme de graine de fève. En ajoutant (110 grammes) pour les feuilles et la matières sèches, nous trouvons que le plant de fève a eu besoin de près de (440 grammes) d'eau pour produire un seul gramme de matière sèche.

Concernant le jonc, nous l'avons pris d'une zone humide située dans le Parc de l'Aurence II (coté nord-ouest de la ville de Limoges). Nous l'avons pris le 1er juin 2016 et le lendemain, après l'avoir mis dans une boîte de taille identique à celle des fèves, nous avons commencé à prendre les mesures. Il est très important de noter que le nombre de tiges de jonc dans la boîte était de (30) avec une hauteur de près de (35 cm). Il faut aussi mentionner que le plant de jonc de notre expérience n'a pas réussi à produire des graines, tandis que les plants de jonc de la même zone humide située dans le Parc de l'Aurence II ont donné des graines vers fin juillet début août 2016. Les mesures de l'évapotranspiration réelle du jonc ont duré (96 jours, entre le 2 juin et le 3 septembre 2016). Pendant cette période, l'évapotranspiration mesurée est égale à (2037 mm) soit (5,46 fois plus grande que l'évaporation à partir d'une surface d'eau libre mesurée pour la même période (373 mm).

Table. 19 : *Comparaison de l'évapotranspiration réelle (ETR) de deux espèces végétales avec l'évaporation mesurée à partir d'une surface d'eau libre (E_eau)*

Période de mesure	ETR_Fève	E_eau	ETR_Fève / E_eau	Période de mesure	ETR_Jonc	E_eau	ETR_Jonc / E_eau
103 jours	566 mm	251 mm	2,25	93 jours	2037 mm	373 mm	5,46

Il est très important aussi de noter que ces mesures de l'évapotranspiration sont effectuées sous des conditions où les apports d'eau ne sont pas un facteur limitant, autrement dit que les plantes ne souffrent pas de stress hydrique.

Concernant l'influence des facteurs météorologiques sur le processus de l'évaporation physiologique, elle est exactement comme sur le processus de l'évaporation physique, rien n'a changé. Les (Figures. 52 et 53) montrent les coefficients de corrélation entre les facteurs climatiques et l'ETR de la fève et du Jonc respectivement. À l'exception de l'ETR de la fève, où son coefficient de corrélation avec la température de l'air est presque égal à celui avec le rayonnement

(1) L'évapotranspiration réele de (566 mm) est l'évapotranspiration moyenne de 20 boîtes de taille identique, dans chacune d'entre elles nous avons semé un seul graine de fève.

solaire, le rayonnement solaire a le coefficient de corrélation le plus élevé avec le processus d'évapotranspiration. La deuxième place, comme toujours, est occupée par la température de l'air, tandis que l'humidité relative vient en troisième place. La dernière place est, comme d'habitude, réservée à la vitesse du vent qui a un coefficient de corrélation nul avec l'évapotranspiration.

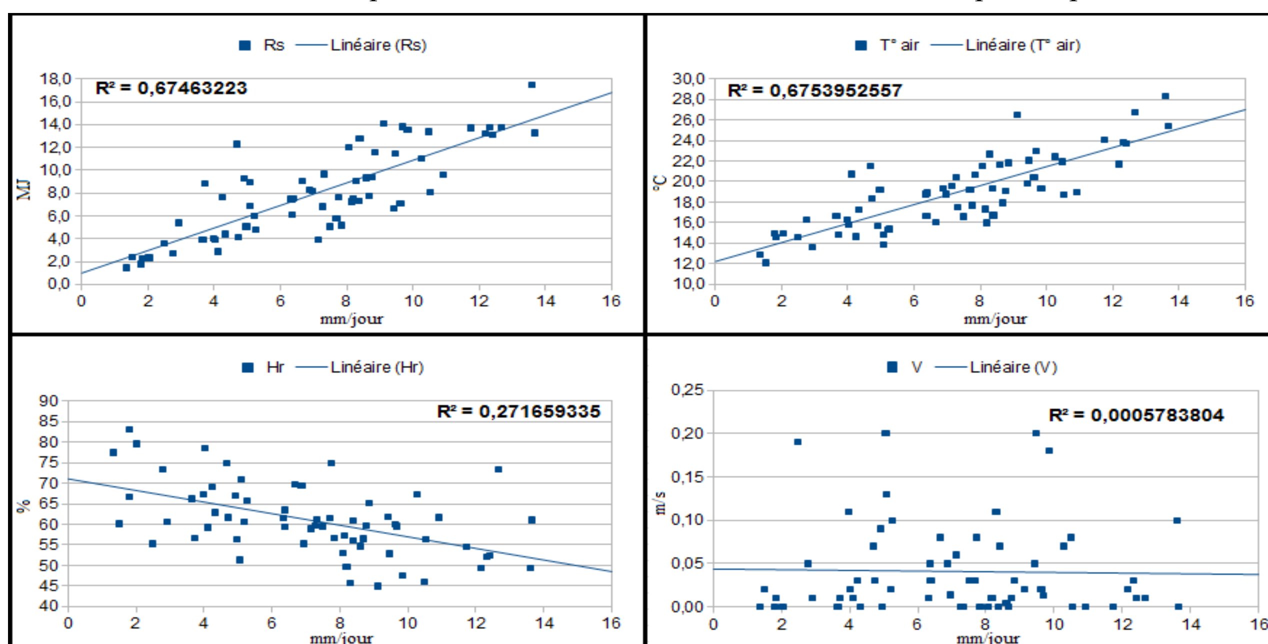


Figure. 52 : *Les coefficients de corrélations de l'évapotranspiration réelle de la plante de Fève et les différents facteurs climatiques pour la période allant du 16 mai jusqu'au 17 juillet 2016.*

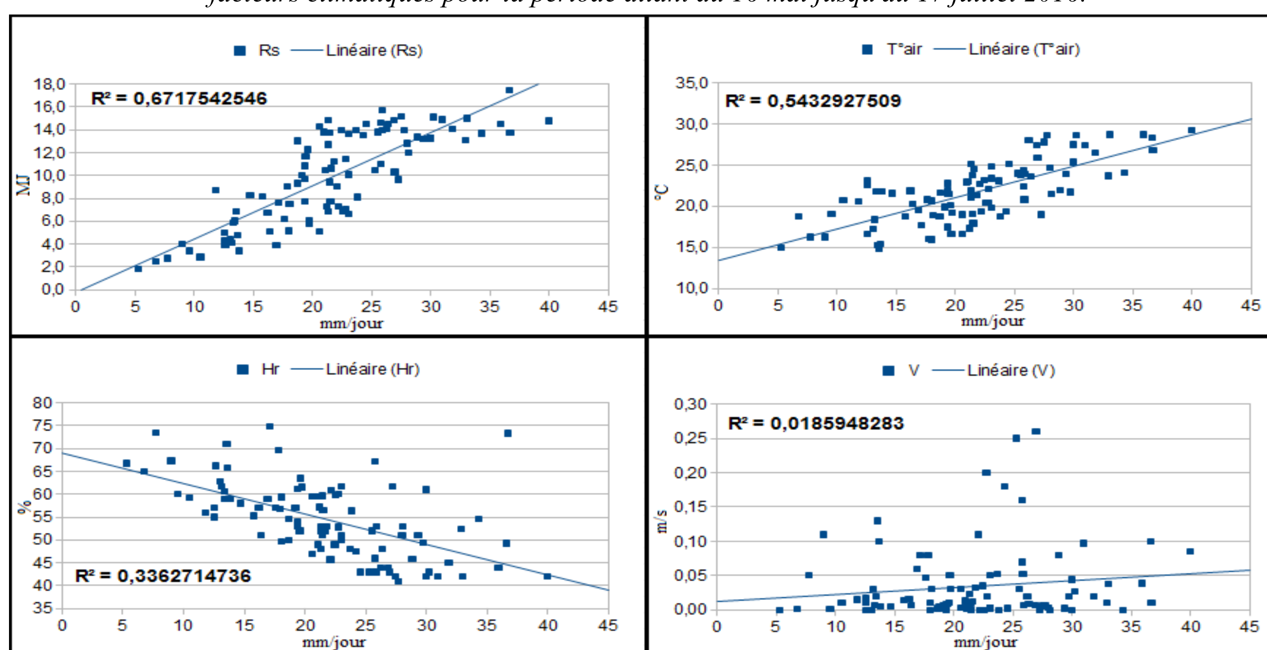


Figure. 53 : *Les coefficients de corrélations de l'évapotranspiration réelle de la plante de Jonc et les différents facteurs climatiques pour la période allant du 1er juin jusqu'au 3 septembre 2016 .*

Nous pouvons tirer de ce qui précède que l'importance relative des facteurs météorologiques dans le processus d'évaporation ne change pas beaucoup quelleque soit la surface évaporante (surface d'eau libre, sol nu ou sol végétalisé) et quel que soit le type d'évaporation (physique ou physiologique).

Mais, il nous faut mentionner qu'il y a une différence essentielle entre l'évaporation à partir d'une surface d'eau libre et celle à partir d'un sol végétalisé ou même d'un sol nu. Cette différence résulte de la rugosité de surface qui détermine l'impact des processus de turbulence et de diffusion sur l'évaporation. Nous appelons cela « la résistance aérodynamique, ou la résistance de couche

limite ». Il y a aussi une autre résistance liée au fonctionnement même de la plante, il s'agit de la résistance stomatale. Nous allons éviter de parler de la résistance stomatale, car les biologistes sont les spécialistes dans ce domaine de recherche. Par contre, la résistance aérodynamique , qui varie communément entre (10 et 100 s/m) (Cosandey et Robinson, 2000), dépend uniquement des propriétés physiques de la surface évaporante (dans le cas de l'évaporation) ou des propriétés du couvert végétal (dans le cas de l'évapotranspiration). Pour un couvert végétal, la hauteur des plantes joue un rôle important puisque le coefficient d'échange turbulent est multiplié par deux lorsque la végétation passe d'une hauteur de 10 à 90 cm. Normalement, la résistance de couche limite pour un arbre se trouve supérieure à celle de l'herbe, puisque les arbres sont non seulement plus grands, mais aussi présentent une surface plus rugueuse au vent, et sont plus efficaces dans la genèse de la turbulence dynamique. Or cette turbulence dynamique est le mécanisme dominant de transfert vertical de vapeur d'eau (Caldern 1979).

Il convient de noter que la résistance aérodynamique dépend aussi bien de la vitesse du vent que de la rugosité de surface. L. Hall (1987) montre que la résistance aérodynamique diminue lorsque la vitesse du vent augmente.

La diminution de la résistance de la couche limite avec l'augmentation de la vitesse du vent confirme l'importance de ce facteur dans le processus d'évapotranspiration, mais il ne signifie en aucun cas que ce facteur peut être utilisé comme un facteur fiable pour déterminer le taux d'évaporation.

Parce que un des buts principaux de cette étude est de montrer la différence entre l'évaporation d'une surface d'eau libre et celle des végétations existantes sous les même conditions climatologiques, nous citons ci-dessous les variations horaires(1) de l'évapotranspiration réelle de la fève et du jonc et celles de l'évaporation mesurée à partir d'une surface d'eau libre (voir la figure. 54).

La (Figure. 54) montre très clairement que l'évapotranspiration mesurée pour les deux espèces végétales dépasse largement l'évaporation d'une surface d'eau libre, surtout pendant la période diurne du jour. Par contre, pendant la période nocturne du jour, nous remarquons que la différence devient très petite, voir inexistante entre l'eau et la fève.

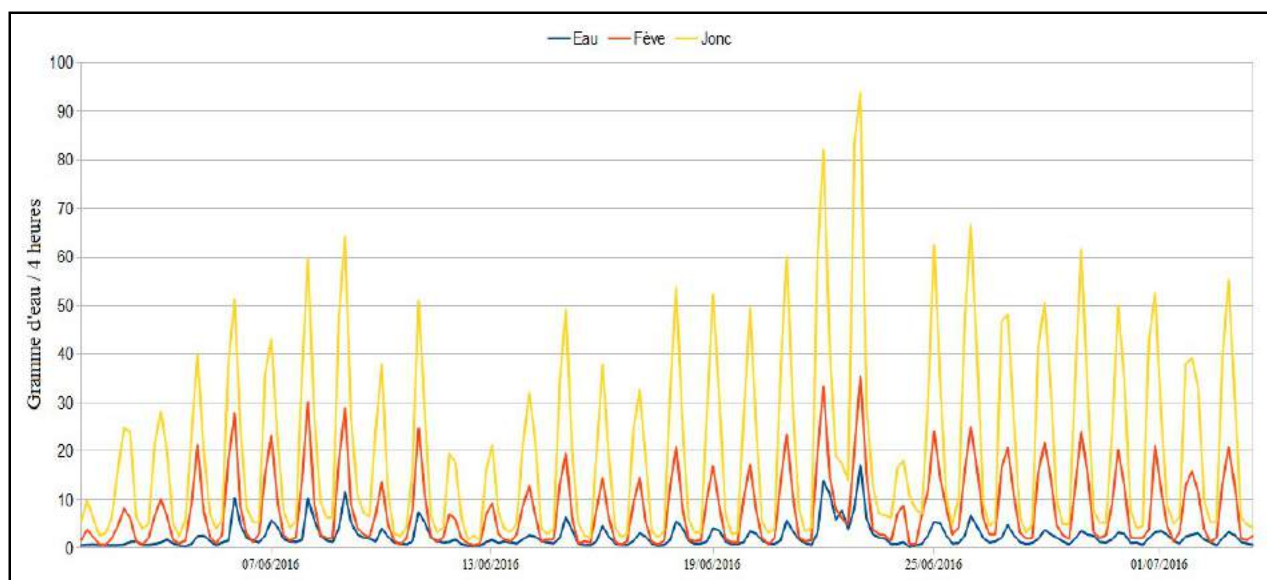


Figure. 54 *: Les variations horaires de l'évapotranspiration réelle de la fève et du jonc et de l'évaporation d'une surface d'eau libre pour la période allant du 02 juin au 03 juillet 2016.*

(1) Les mesures ont été prises une fois toutes les quatre heures

Pour expliquer cet écart entre l'ETR des plantes et l'évaporation d'une surface d'eau libre il faut prendre en considération les choses suivantes :

- tout d'abord, il faut savoir que nos mesures sont effectuées sous conditions très favorables en ce qui concerne les apports en eau pour les plantes, car, chaque jour, vers 20h00, nous avions ajouté pour toutes les boîtes qui contiennent les plantes une quantité en eau équivalente à celle perdue pendant les 24 dernières heures. Donc, nos plantes ne soufraient presque jamais d'un stress hydrique :

- ensuite, il faut savoir que, si les boîtes que nous avons utilisées dans notre expérience sont identiques, la surface évaporante est différente d'une espèce végétale à une autre, et encore plus différente entre les végétations et la surface d'eau libre. Pour donner une idée sur cette différence de la surface d'évaporation nous allons comparer la boîte qui contient le jonc et celle qui ne contient que l'eau :

1. le diamètre de nos boîtes de mesures est égal à (10 cm), cela veut-dire que la surface évaporante de l'eau libre est égale à (Pi * r^2 = 3,1416 * 25 = 78,54 cm^2) ;

2. comme nous l'avons présenté plus haut, dans la boîte de jonc il existe 30 tiges, en sachant que le diamètre moyen de chaque tige est égale à (0,3 cm) et la longueur moyenne des tiges est (35 cm). Donc, la surface d'échange des molécules d'eau des plantes de jonc existants dans cette boîte égale à [(Pi * 2r) * 35][(1)] * 30 = (3,1416* 0,3 * 35 * 30) = 989,6 cm^2. En ajoutant la surface de l'évaporation directe à partir de la surface du sol existant dans la boîte (78,45 cm^2), nous trouvons que la surface totale d'évapotranspiration de cette boîte égale à (989,6 + 78,45 = 1068 cm^2). Il est important de noter que nous savons que les échanges se font par les stomates, pas sur la totalité de la surface de la plante. Mais, parce que nous n'avions pas l'outil qui nous permet à connaître le nombre moyen des stomates dans le cm^2 pour chaque espèce végétale utilisée dans notre étude, nous proposons que ce nombre est le même pour la fève et le jonc.

3. en comparant la surface évaporant dans le premier et le deuxième cas, nous trouvons que la surface d'échange dans le cas de jonc est 13,6 fois plus grande que celle d'une surface d'eau libre.

Après cette explication, nous pouvons comprendre pourquoi une parcelle de terre occupée par une espèce de plante aquatique, comme le jonc, peut, sous des conditions où les apports en eau ne sont pas un facteur limitant, perdre par l'évapotranspiration une quantité en eau plusieurs fois plus grande que celle perdue par l'évaporation à partir d'un plan d'eau libre qui a la même superficie.

Il faut attirer l'attention des lecteurs sur une chose très importante : si nous avons justifié la différence entre l'évapotranspiration du jonc et l'évaporation de l'eau par la surface d'échange avec l'atmosphère, il ne s'agit en aucun cas, que nous ne prenons pas en considération la nature du couvert végétal, surtout pour la comparaison entre deux espèces différentes.

Il convient de mentionner que nos mesures directes ne confirment pas ce qu'a dit C. Moindrot (1959) sur les variations diurnes de la transpiration, car il dit « *Les variations diurnes de la transpiration ne coïncident pas avec celles de la température ; la transpiration de la Luzerne atteint son maximum dès 9 heures du matin, et diminue ensuite lentement jusqu'au coucher du soleil ; elle est nulle du coucher au lever du soleil* ». Au contraire de ce que dit C. Moindrot, la figure précédente montre clairement que l'évapotranspiration augmente beaucoup dès le lever de soleil, mais elle enregistre sa valeur la plus élevée vers 14h00 lorsque la température de l'air et le

(1) La surface de chaque tige de jonc.

rayonnement solaire enregistrent leurs valeurs maximales. Ensuite, l'évapotranspiration des plantes diminue rapidement, et pendant la période nocturne l'évapotranspiration n'est pas nulle, elle est toujours là, mais elle est minime.

Pour conclure sur les facteurs météorologiques intervenant dans le processus d'évaporation à partir d'un sol cultivé, il convient de se référer à un facteur étroitement lié au rayonnement solaire, il s'agit de la couleur des plantes qui affecte fortement le pourcentage d'énergie solaire réfléchie. P. Pédelaborde (1970) propose pour un sol couvert de végétation un albédo variant entre (0,1 et 0,4). Des mesures plus récentes conduisent Shuttleworth *et al.* (1991) à proposer la valeur moyenne de (0,12) pour la forêt tempérée.

À titre d'exemple, le fait de passer d'un albédo de 0,05 (forêt très sombre) à un albédo de 0,3 (prairie) diminue l'évapotranspiration potentielle calculée selon la formule de Penman d'environ 20% pour un mois de juillet à Paris (Cosandey et Robinson, 2012).

D'autres facteurs peuvent jouer un rôle dans le processus d'évapotranspiration comme le contrôle par la végétation des facteurs liés aux caractéristiques des sols qui réagissent différemment avec l'extraction de l'eau par les racines. Nous évitons dans cette thèse d'entrer dans le détail de ces facteurs pour ne pas répéter ce qui a été beaucoup discuté par les agronomes et les biologistes. Mais pour les personnes qui cherchent plus de détails sur ces points nous pouvons citer (Hillel, 1974 ; Lee, 1980 ; Roberts, 1983 ; Cosandey et Robinson, 2000 et 2012) pour expliquer le contrôle par la végétation et (Veihmeyer et Hendrickson, 1927 ; Thornthwaite et Mather, 1955 ; Hallaire, 1961 et 1964 ; Andersson et Harding, 1991) pour expliquer la réponse des sols à l'extraction racinaire de l'eau par les plantes.

À l'exception des zones humides, les plantes dans la nature souffrent pendant une période de l'année (arbres par exemple), ou plus précisément, pendant une période de leur vie (blé, fève, lentilles...etc), d'un stress hydrique. Les plantes pendant cette période, contrôlent la quantité d'eau qu'elles perdent par l'évapotranspiration en fermant leurs stomates.

Afin d'approfondir notre connaissance sur ce point, nous avons effectué une autre expérience de mesure directe de l'évapotranspiration réelle des plantes, mais cette fois, dans le laboratoire et sous des conditions climatiques précises où la température nocturne ne descend pas au-dessous de (22 °C) à cause des radiateurs existant dans le laboratoire et où la vitesse du vent, si nous avons négligé les perturbations de la masse d'air qui résultent de l'ouverture et de la fermeture de la porte et les mouvements des personnes dans le laboratoire, est égale à zéro. Les plantes cultivées cette fois sont des lentilles. Nous avons semé les graines le 18 octobre 2016, et à partir de 1er novembre, nous avons commencé à prendre les mesures. Les mesures et l'irrigation sont effectuées une fois tous les cinq jours, la quantité d'eau ajoutée est égale à celle perdue depuis la dernière irrigation. Les plantes, la boîte qui contient le sol nu et celle qui contient l'eau ont été mis face à la fenêtre sud du laboratoire pour profiter du soleil pendant la journée. La (Table. 20) montre les mesures effectuées entre 1er novembre 2016 et 15 février 2017.

Bien que l'irrigation ne soit effectuée qu'une seule fois tous les cinq jours, les lentilles, au total, ont perdu une quantité en eau légèrement plus élevée que celle perdue par l'évaporation de la surface d'eau libre et le ratio ($ETR_{lentilles}$ / évaporation d'eau libre) pour la période de mesures était égal à (1,01). Tandis que le ratio pour la même espèce végétale basée sur nos mesures effectuées pendant l'été 2016, plus précisément, entre 16 mai et 21 juin 2016 (voir la Table. 21) sous conditions où l'eau n'est pas un facteur limitant de l'évapotranspiration, était égal à (1,3).

Donc, en comparant les deux ratio [sous stress hydrique (1,01) et sans stress hydrique (1,3)], nous trouvons que les plantes de lentilles ont réduit l'évapotranspiration de près de 22% en fermant

leurs stomates. En fait, ce chiffre doit être utilisé avec prudence, car pendant notre expérience qui a été effectuée dans le laboratoire, le vent ne joue plus son rôle de renouvellement de la couche limite.

Date	Lentilles	Eau	Sol nu
01/11/16	12,93	11,18	
06/11/16	10,11	9,13	
12/11/16	6,92	6,57	
18/11/16	8	7,52	
25/11/16	5,87	6,08	4,56
30/11/16	12,2	11,8	9,1
05/12/16	14,12	15,38	12,96
09/12/16	11,27	11,47	9,28
14/12/16	11,24	12,52	10,69
19/12/16	13,8	11,67	8,9
26/12/16	8,59	9,83	7,62
31/12/16	14,45	16,22	12,72
03/01/17	6,37	7,38	5,28
07/01/17	13,57	13,7	11,15
12/01/17	7,62	8,45	6,4
16/01/17	9,51	7,6	6,47
21/01/17	14,27	16,05	12,87
26/01/17	10,05	12,82	8,46
31/01/17	9,15	8,67	6,53
04/02/17	8,54	7,1	4,9
10/02/17	16,55	12	8,2
15/02/17	10,16	9,68	7,32
Somme	235,29	232,82	153,41

Table. 20 *: Mesures l'ETR des lentilles sous conditions de stresse hydriques*

Date	Lentilles	eau
16/05/16	1,4	2,028
17/05/16	2,5	2,106
18/05/16	1,6	1,415
19/05/16	2,32	1,73
20/05/16	1,1	0,94
21/05/16	3,02	3,65
22/05/16	0,74	0,79
23/05/16	2,57	1,82
24/05/16	3,77	3,9
25/05/16	3,24	2,39
26/05/16	2,12	1,45
27/05/16	3,33	2,19
28/05/16	2,8	1,73
29/05/16	1,8	1,15
30/05/16	0,9	0,6
31/05/16	0,7	0,52
01/06/16	0,79	0,46
02/06/16	0,77	0,613
03/06/16	1,36	0,86
04/06/16	1,63	0,93
05/06/16	2,43	1,46
06/06/16	4,17	3,41
07/06/16	3,6	2,74
08/06/16	4,33	3,66
09/06/16	5,26	4,42
10/06/16	2,85	1,71
11/06/16	3,16	2,99
12/06/16	1,65	0,865
13/06/16	1,31	1,21
14/06/16	2,22	1,67
15/06/16	3,09	2,28
16/06/16	2,46	1,71
17/06/16	2,38	1,45
18/06/16	3,14	2,34
19/06/16	2,83	1,95
20/06/16	2,72	1,78
21/06/16	3,79	2,26
Somme	89,85	69,177

Table. 21 *: L'ETR des lentilles mesurée sous conditions où l'eau n'est pas facteur limitant*

PARTIE III

L'ÉTUDE APPLIQUÉE de L'ÉVAPORATION ET du BILAN HYDROLOGIQUE des ÉTANGS

Chapitre 1 : Quel est l'instrument le plus adapté à la mesure de l'évaporation stagnustre ?

Chapitre 2 : Quelle est la meilleure formule mathématique pour calculer l'évaporation ?

Chapitre 3 : L'estimation de l'évaporation des étangs situés dans la région Limousin à partir des données météorologiques

Chapitre 4 : La perte en eau d'un étang est-elle supérieure à l'évapotranspiration forestière ?

Chapitre 5 : Est-ce que les étangs du Centre-Ouest de la France sont les responsables de l'étiage estival des réseaux hydrographiques ?

Chapitre 6 : Un bilan hydrologique complet des étangs étudiés

L'ÉTUDE APPLIQUÉE DE L'ÉVAPORATION ET DU BILAN HYDROLOGIQUE DES ÉTANGS.

Après avoir compris le déroulement des processus d'évaporation et d'évapotranspiration et les différents facteurs qui commandent ces processus, nous pouvons commencer le voyage qui vise à trouver des réponses s'appuyant sur une base scientifique solide des questions principales mentionnées dans l'introduction générale de cette thèse. Donc, ce chapitre est, d'une part, une recherche fondamentale, d'autre part, une réponse aux préoccupations des administrations, riverains, pêcheurs, gérants et propriétaires des étangs. Car une des questions, concrètement, est bien de savoir quelle est l'influence des étangs situés en tête des bassin-versants sur le débit des chaînes hydrographiques de la région d'étude.

Bien que la question d'évaporation à partir des plans d'eau libres ait été beaucoup étudiée, la grande majorité de ces études ont été consacrées soit pour étudier l'évaporation à l'échelle de lacs de régions arides ou semi-arides (Bouchardeau et Lefèvre, 1957, Riou, 1975, sur le lac Tchad, Neumann, 1953, sur le lac Houle et le lac de Tibériade), soit pour les grands lacs (Afanas'ev, 1976, sur le lac Baïkal, Nicod et Rossi, 1979, sur le lac Victoria) et des réservoirs emblématiques aux États-Unis (Anderson et Pritchard, 1951). Or, peu d'études, à l'échelle mondiale, ont été consacrées à l'étude de l'évaporation des petits plans d'eau comme les étangs, surtout en France, où nous ne trouvons presque aucune étude détaillée sur ce sujet.

Nous allons commencer ce chapitre par une comparaison d'un bac métallique de classe A et de deux évaporomètres de Piche avec un bac flottant en plastique transparent utilisé pour la première fois dans cette étude. Cette comparaison a pour but d'améliorer les prises de mesures évaporatoires à partir des petits plans d'eau comme des étangs. Une fois que le meilleur instrument sera sélectionné, nous allons utiliser ces mesures comme valeurs de référence de l'évaporation.

Ensuite, nous tenterons d'approcher la meilleure méthode ou la meilleure formule mathématique pour calculer l'évaporation des petits plans d'eau à partir des données météorologiques en comparant les résultats de chaque méthode mathématique utilisée par les hydro-climatologues avec les mesures directes du meilleur outil identifié. Cette comparaison va être à plusieurs échelles temporelles (annuelle, mensuelle et journalière).

Puisque nous étudions différents types d'étangs, nous allons essayer de détecter le fonctionnement du processus d'évaporation selon le type d'étang.

Puis, nous allons essayer de montrer l'influence des étangs sur la quantité d'eau qui s'écoule dans les réseaux hydrographiques de la région d'étude en utilisant deux méthodes. La première est basée sur la comparaison entre la quantité d'eau stockée dans l'étang et les précipitations reçues par cet étang pendant la période où les débit entrant et sortant de l'étang sont égaux à zéro (exemple de l'étang Cistude). La deuxième méthode s'appuie sur la comparaison entre la quantité d'eau perdue par l'évaporation à partir de la surface d'un étang et celle perdue à partir d'une forêt de chênes qui a la même superficie que l'étang (exemple de l'étang de Château).

Nous allons finir ce chapitre en établissant un bilan hydrologique complet ne négligeant aucun de ses composants. Ce bilan hydrologique complet est basé sur les mesures directes effectuées en utilisant des instruments précis pour mesurer les débits entrant et sortant de l'étang, les précipitations, l'infiltration et l'évaporation sur une année hydrologique complète.

CHAPITRE I

1 – QUEL EST L'INSTRUMENT LE PLUS ADAPTÉ À LA MESURE DE L'ÉVAPORATION STAGNUSTRE ?

Nous avons rapporté dans la première partie de cette thèse les caractéristiques principales des instruments de mesure directe de l'évaporation. Plus tard, plus précisément, dans le chapitre consacré aux instruments de mesures que nous avons utilisés dans notre recherche, nous avons bien présenté les caractéristiques de nos outils de mesure. Donc, il sera inutile de répéter la même chose dans ce chapitre. Par contre, nous allons montrer dans nos comparaisons suivantes l'effet de chaque type de bac évaporatoire sur la température de l'eau qu'il contient et, en conséquence, sur l'évaporation mesurée par ce type de bac. Nous allons aussi comparer entre le bac flottant et les évaporomètres de Piche.

1.1 – La comparaison du bac flottant en plastique transparent avec le bac métallique

Dans notre article (Aldomany *et al*. 2016), nous avons montré qu'à l'échelle des températures moyennes journalières de l'eau, le bac flottant n'a quasiment aucune influence sur la température de l'eau qu'il contient par rapport à la température de l'eau de l'étang et le coefficient de corrélation entre les deux températures est presque égal à 1 (R^2 = 0,997) (Figure. 55)(1). Par contre, le bac métallique de classe A réchauffe en général l'eau qu'il contient. Le coefficient de corrélation entre la température de ses eaux et celle de la surface de l'étang est moins fort que le précédent (R^2 = 0,894) (Figure. 56) et cela perturbe les mesures évaporatoires prises par ce type de bacs.

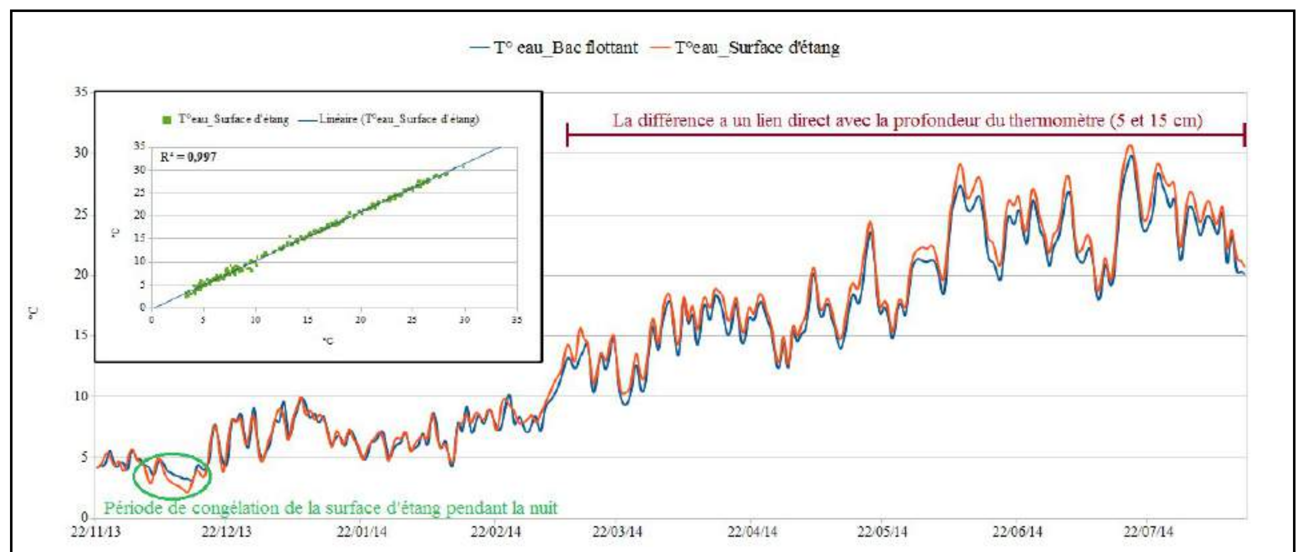


Figure. 55 : *L'influence du bac flottant sur la température de l'eau pour la période (22 novembre 2013 au 13 août 2014)*

En fait, si nous arrêtons ici, ce qui précede nous permet de dire que le bac flottant est meilleur que le bac métallique pour mesurer l'évaporation à partir des petits plan d'eau comme les étangs. Mais pour être plus sûr de notre choix, nous estimons qu'il sera plus important et plus précis de montrer les variations horaires de la température de l'eau dans le bac flottant, le bac métallique et

(1) Dans la (Figure. 55), nous remarquons qu'il y a une période de quelques jours où la température de l'eau du bac mesurée par un thermomètre installé au fond du bac (un peu plus de 15 cm) dépasse celle de la surface de l'étang mesurée par un thermomètre installé à (5 cm) de profondeur. L'explication de cette différence est liée directement à la congélation de la surface de l'étang pendant cette période. Par contre, au début de mois de mars, nous remarquons que la température de la surface de l'étang est légèrement plus élevée que celle du bac. L'explication la plus raisonnable, à notre avis, est en relation directe avec la profondeur des thermomètres.

celle de la surface de l'étang et croiser ces données avec les variations horaires de l'humidité relative. La (Figure. 57) montre les variations horaires de ces données pour la période allant de (01h00 le 05 août) à (23h00 le 15 août 2015).

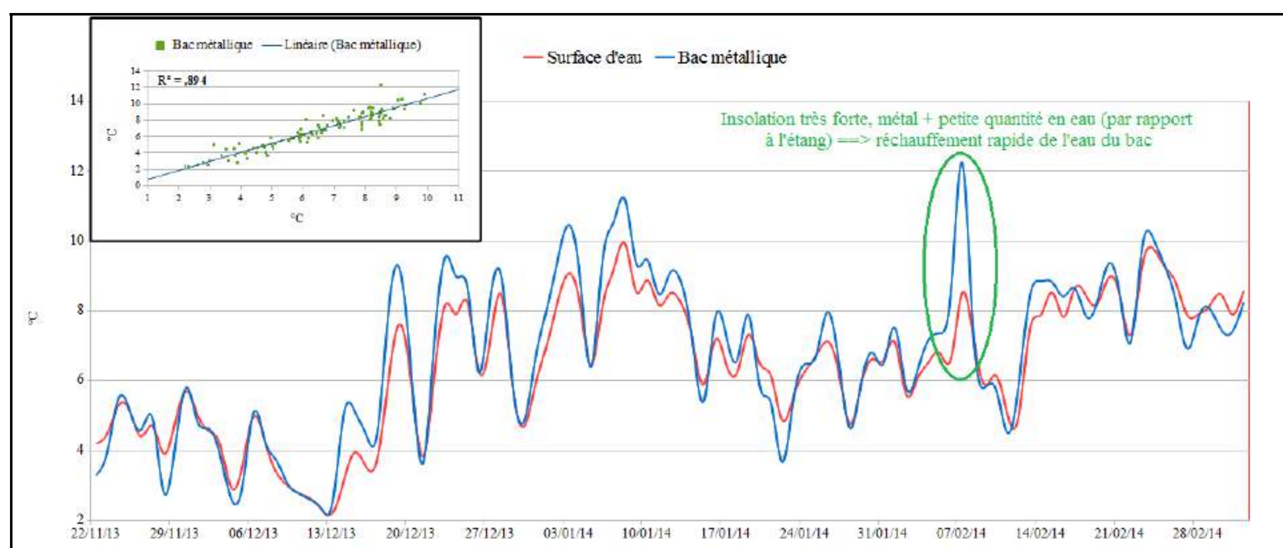


Figure. 56 : *L'influence du bac métallique sur la température de l'eau pour la période (22 novembre 2013 au 4 mars 2014)*

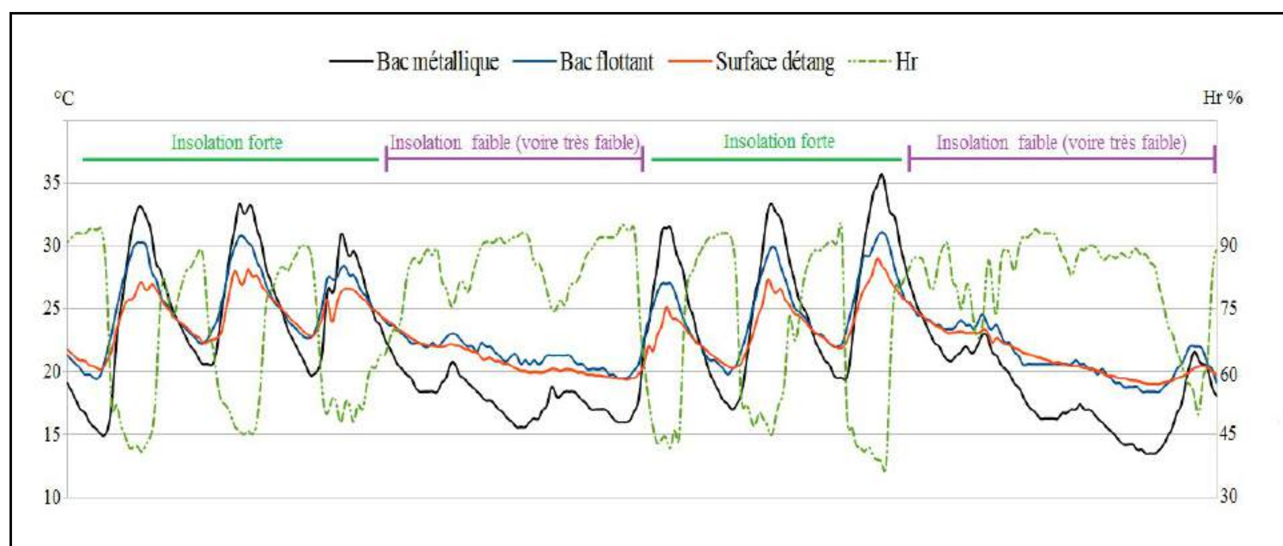


Figure. 57 : *Les variations horaires de l'humidité relative et des températures de l'eau du bac métallique et du bac flottant et celle de la surface de l'étang pour la période allant du (05 au 15 août 2015).*

En fait, pour traiter la (Figure. 57) nous allons distinguer deux cas : le premier représente les jours ensoleillés (qui nous donnent une idée sur le fonctionnement des différents types de bac évaporatoires pendant les mois d'été de notre région d'étude et même dans les pays chauds ou, au moins, les pays qui ont une saison sèche et ensoleillée comme les pays du Moyen orient par exemple) ; le second cas représente les jours d'une couverture nuageuse dense, voire très dense.

En commençant avec le premier cas **(jours ensoleillés)** nous allons distinguer aussi entre deux cas, à savoir, la période diurne et la période nocturne du jour.

Jours ensoleillés- période diurne

1. la température de l'eau du bac métallique augmente rapidement depuis le lever du soleil, elle dépasse la température de la surface d'étang après une seule heure de la réception du rayonnement solaire direct à cause de la faible chaleur spécifique du métal par rapport à

celle de l'eau et la petite quantité d'eau existant dans le bac métallique par rapport à celle de l'étang. La température de l'eau dans le bac métallique continue son augmentation rapide pour enregistrer ses valeurs les plus élevées vers 15h00 et 16h00. Entre 11h00 et 17h00 heures la température de l'eau du bac métallique dépasse largement la température de la surface de l'étang. En sachant que pendant cette période l'humidité relative enregistre ses valeurs les plus faibles, nous pouvons dire que cela augmentera considérablement le taux d'évaporation à partir du bac métallique par rapport à celui de l'étang, en autre mot dit, l'évaporation mesurée pendant la période diurne en utilisant le bac métallique est surestimée par rapport à l'évaporation réelle à partir de la surface de l'étang

2. De même, la température de l'eau dans le <u>bac flottant</u> augmente depuis le lever du soleil et elle dépasse celle de la surface de l'étang, mais la différence cette fois est moins élevée par rapport au bac métallique. Bien que le bac flottant soit en contact direct avec l'eau de l'étang, pourquoi la température de ses eaux dépasse celle de la surface de l'étang ?. En fait, pour répondre à cette question il faut garder à l'esprit que les petites vagues provoquées par le vent à la surface de l'étang contribuent à mélanger l'eau de la couche superficielle avec celle qui se situe juste au-dessous. Ce mélange réduit quelque peu la température de la surface de l'étang. Par contre, l'eau du bac flottant ne peut pas être mélangée avec la couche d'eau qui se situe juste au-dessous du bac. Cela justifie pourquoi la température de l'eau du bac flottant dépasse celle de la surface de l'étang pendant la période diurne du jour. En sachant que la quantité en eau existant dans le bac flottant est beaucoup plus faible que celle existant dans le bac métallique, pourquoi la différence entre la température de l'eau du bac flottant et celle de la surface de l'étang est moins élevée que celle entre l'étang et le bac métallique ?. La réponse à cette question est liée à deux choses, la première est que le bac flottant est construit en plastique transparent, donc qui permet à une partie du rayonnement solaire de le traverser et en conséquence cette partie d'énergie solaire ne participe ni à l'augmentation de la température de l'eau du bac, ni à être dépensée comme chaleur latente d'évaporation ; la deuxième est liée au lieu d'installation du bac flottant : comme il est en contact direct avec l'eau de la couche superficielle de l'étang, il échange une partie de sa chaleur avec cette couche pour équilibrer leur température, cet échange peut être positif (l'eau du bac reçoit la chaleur de l'étang) ou négatif (l'eau du bac perd la chaleur à la faveur de l'étang). Cet échange dans les jours ensoleillés est négatif pendant la période diurne et positif pendant la période nocturne. Pour conclure sur l'influence du bac flottant sur l'évaporation pendant la période diurne des jours ensoleillé, nous pouvons dire que les mesures effectuées par ce bac sont un peu surestimées par rapport à l'évaporation réelle à partir de la surface de l'étang.

<u>Jours ensoleillés- période nocturne</u>

1. Concernant le <u>bac métallique</u>, nous remarquons que la température de ses eaux diminue rapidement, à cause de la petite quantité d'énergie stockée pendant la journée qui est, à son tour, liée directement à la quantité d'eau existant dans le bac. Généralement, deux heures après le coucher du soleil, la température de l'eau du bac métallique devient plus faible que celle de la surface de l'étang. En sachant que, pendant ces jours, l'humidité relative enregistre ses valeurs les plus élevées, donc cela va réduire le taux d'évaporation à partir du bac métallique par rapport à celle de la surface de l'étang. Bref, nous disons que l'évaporation nocturne mesurée par un bac métallique (de classe A par exemple) est sous-estimée par rapport à l'évaporation réelle à partir de la surface de l'étang.

2. Pour le <u>bac flottant</u>, nous remarquons que deux heures avant le coucher du soleil la température de l'eau du bac devient presque égale à celle de la température de la surface de l'étang, jusqu'à la fin de la nuit. Cet équilibre résulte avant tout du contact direct entre le bac flottant et la couche superficielle de l'étang. Donc, nous pouvons dire que l'évaporation

nocturne mesurée en utilisant un bac flottant représente presque parfaitement l'évaporation à partir de la surface de l'étang.

Comme nous avons vu, l'évaporation mesurée par un bac métallique est considérablement surestimée pendant la période diurne et un peu sous-estimée pendant la période nocturne. Nous avons confirmé, dans le chapitre précédent, que l'évaporation diurne égale, le plus souvent, plus de 80% de l'évaporation journalière totale, nous pouvons donc dire que, pendant les jours ensoleillés, le bac métallique, surtout les bacs métalliques installés sur charpente(1), donnent des mesures de l'évaporation surestimées par rapport à l'évaporation réelle d'une surface de l'étang. À l'échelle journalière, le bac flottant qui surestime l'évaporation diurne et mesure parfaitement l'évaporation nocturne, donne aussi des mesures surestimées par rapport à l'évaporation réelle de l'étang.

Pour le deuxième cas **(jours de forte couverture nuageuse)** nous remarquons que les différences entre la période diurne et nocturne du jour sont très réduites. Pour cela, nous allons traiter ces jours à l'échelle journalière seulement.

1. Commençons avec le bac flottant, nous remarquons que la différence entre la température de l'eau du bac et celle de la surface de l'étang est très faible. Donc, nous pouvons dire que le bac flottant peut donner des mesures fiables de l'évaporation des étangs pendant les jours de faible (voire très faible) insolation.

2. Par contre, la température de l'eau du bac métallique, comme le montre la (Figure. 57), est toujours inférieure à celle de la surface de l'étang. Donc, il donne des mesures sous-estimées pour ces jours là.

Puisque la température du bac A est nettement différente de celle de l'étang, l'évaporation n'a pas lieu dans les mêmes conditions que dans l'étang et donc l'évaporation est probablement différente. Par contre, le bac flottant, à l'exception des jours très ensoleillés, n'a presque aucune influence sur la température de l'eau. Pour cela, nous pensons que les mesures prises par ce bac peuvent être plus proches de l'évaporation réelle de l'étang que celles prises par le bac métallique de classe A., surtout après avoir trouvé une solution à son inconvénient majeur, à savoir sa stabilité à la surface de l'eau.

Pour conclure cette comparaison, nous pensons qu'il est utile d'illustrer les figures qui montrent l'évaporation mesurée par les deux types de bacs à l'échelle journalière et mensuelle pour nos deux terrains d'étude, à savoir, étang Cistude (Figures. 58 et 60) et étang du Château (Figures. 59 et 61).

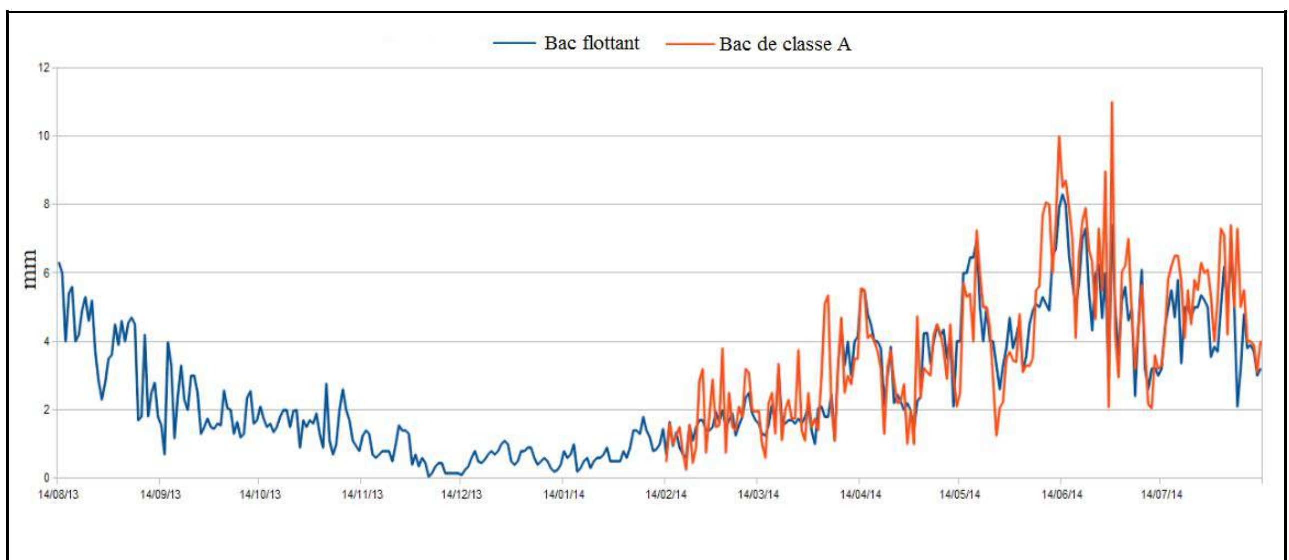


Figure. 58 : *Les mesures quotidiennes de l'évaporation à l'étang Cistude. période (14 août 2013 - 13 août 2014).*

(1) Notre parole ne peut pas être généralisée pour représenter aussi les bacs métalliques enterrés ou flottants.

Pendant les jours de forte insolation, le bac métallique de classe A donne des mesures très surestimées par rapport au bac flottant. Par contre, pendant les jours de couverture nuageuse dense, le bac métallique donne des mesures plus faibles que le bac flottant.

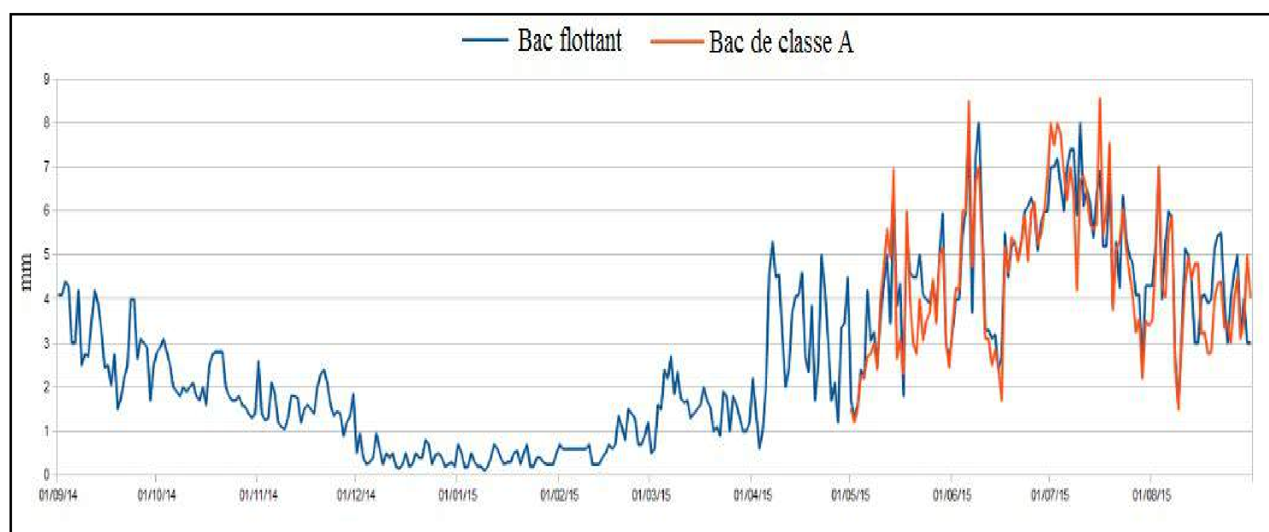


Figure. 59 : *Les mesures quotidiennes de l'évaporation à l'étang du Château. période (1er septembre 2014 - 31 août 2015).*

En fait, il convient d'attirer l'attention des lecteurs sur une remarque très importante. Dans la grande majorité des articles scientifiques que nous avons lus sur le sujet de l'évaporation, nous voyons que le bac métallique de classe A est toujours utilisé avec un coefficient de correction. Ce coefficient est toujours inférieur à 1. En fait, si ce coefficient est validé pour les régions arides, semi-arides, ou même pour les régions humides pendant l'été où l'insolation est forte, ce coefficient doit être utilisé avec prudence dans les régions humides, surtout pendant la période froide de l'année ou même pendant les périodes de faible insolation comme celle que nous avons remarquée pendant le printemps de 2016, plus précisément, durant les mois de mars, avril, mai et juin 2016.

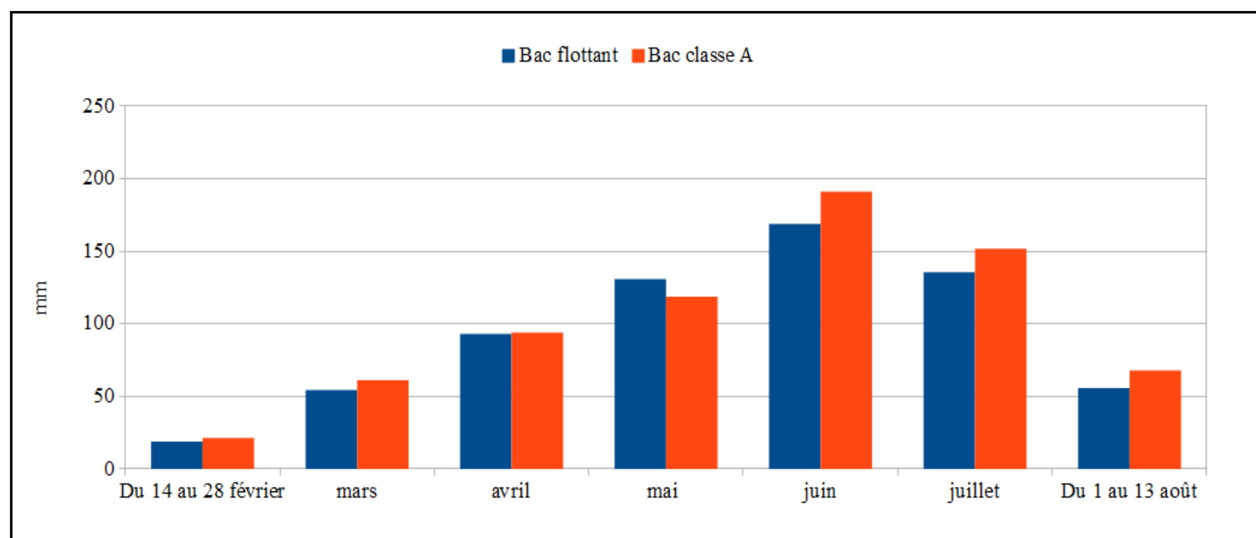


Figure. 60 *: L'évaporation mensuelle mesurée par le bac flottant et le bac métallique à l'étang Cistude pour la période allant du (14 février) au (13 août) 2014.*

Malgré l'écart journalier entre les mesures d'évaporation effectuées par le bac flottant et celles prises par le bac métallique, la différence entre eux à l'échelle mensuelle est faible, voire très faible (Figure. 61). À titre d'exemple, pour une période de six mois (du 14 février au 13 août 2014), la différence entre les mesures du bac flottant (656,7 mm) et celles du bac métallique (705,4 mm) était une cinquantaine de millimètres. De plus, pour les quatre mois les plus chauds en 2015, à savoir mai, juin, juillet et août, la différence entre l'évaporation mesurée par le bac flottant (576,1 mm) et celle par le bac de classe A (556,7 mm) était de moins de 20 mm.

En se basant sur les comparaisons précédentes, nous pouvons dire que le bac flottant est le meilleur instrument dont nous avons disposé dans cette recherche pour mesurer l'évaporation à l'échelle journalière. Mais pour les personnes qui s'intéressent aux mesures de l'évaporation à l'échelle hebdomadaire, bimensuelle ou plus, le bac de classe A peut être utilisé avec une marge d'erreur acceptable.

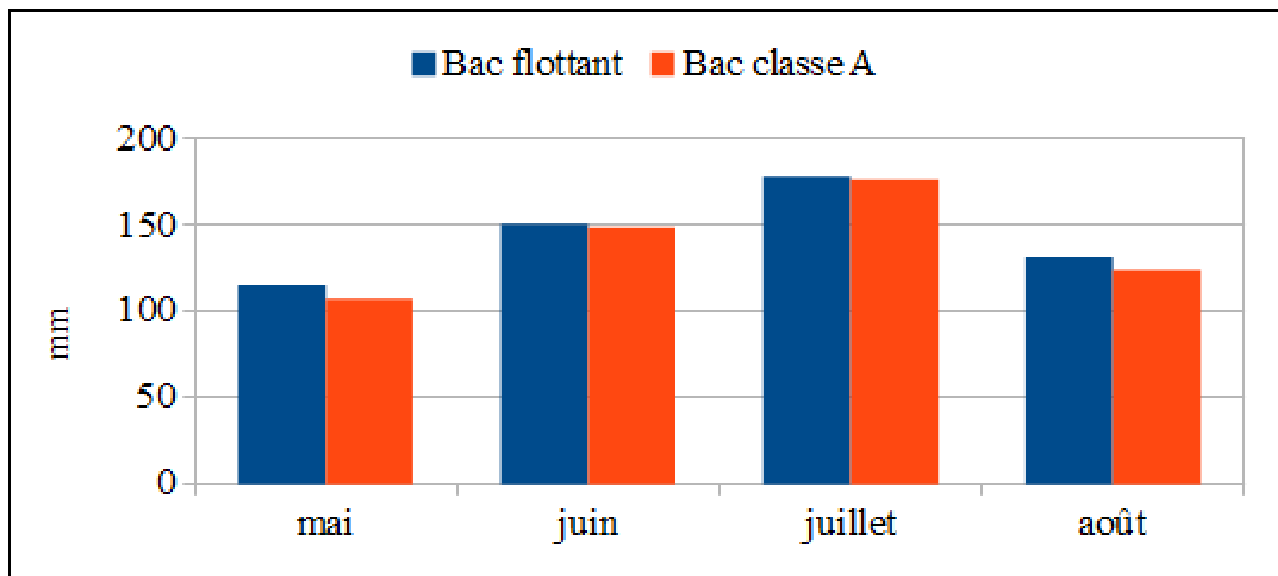


Figure. 61 *: L'évaporation mensuelle mesurée par le bac flottant et le bac métallique à l'étang du Château pour la période allant du (1er mai) au (31 août) 2015.*

1.2 – La comparaison entre le bac flottant et les évaporomètres de Piche

Avant de commencer cette comparaison, il convient de noter que l'évaporomètre de Piche n'est pas un instrument adapté pour mesurer l'évaporation à partir des plans d'eau libre, il donne seulement des indices sur le pouvoir évaporant de l'air. Les facteurs météorologiques les plus importants qui commandent son fonctionnement sont la température de l'air, la vitesse du vent et l'humidité relative. Par contre, le rayonnement solaire n'affecte pas ses mesures, car son papier buvard doit être dans l'ombre en permanence. Si c'est le cas avec cet instrument, pourquoi nous l'avons utilisé ?. En fait, notre but principal était de connaître l'influence de la vitesse du vent sur le processus d'évaporation. Car, nos mesures directes sur le terrain montrent que l'évaporation augmente beaucoup quand la vitesse du vent dépasse deux mètres par seconde, mais comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent, il n'est pas du tout utile d'utiliser la vitesse du vent comme un indicateur sur l'évaporation journalière. Pour cette raison, nous avons installé un évaporomètre de Piche dans un coin protégé du vent et un autre dans un espace ouvert. La comparaison suivante est donc consacrée à discuter et expliquer les mesures que nous avons obtenues.

1.2.1 – *La comparaison entre le bac flottant et l'évaporomètre de Piche à l'échelle mensuelle*

Les mesures obtenues par l'évaporomètre de Piche qui était installé dans un espace ouvert à 5 mètres du bac flottant montre une surestimation de l'évaporation par rapport au bac flottant pendant la période froide de l'année et en particulier pendant les mois de novembre à mars pour les étangs pelliculaires (exemple l'étang Cistude, voir la Figure. 62) ; pendant les mois de décembre à avril pour les étangs profonds (exemple l'étang du Château, voir la Figure. 63), et à l'inverse sous-estime celle-ci par rapport au bac flottant au cours du reste de l'année. Le décalage d'un mois entre les deux types d'étang a une forte relation avec l'énergie stockée dans la masse d'eau qui est à son tour liée à la profondeur moyenne de l'étang.

La surestimation de l'évaporation mesurée par l'évaporomètre de Piche pendant cette période

froide de l'année peut avoir plusieurs origines. Tout d'abord, pendant les jours ensoleillés, la température de l'air augmente plus rapidement que la température de l'eau. Ensuite, la vitesse du vent est souvent plus élevée durant cette période de l'année. Ces deux phénomènes entraînent des valeurs d'évaporation atteignant 4 à 5 mm par jour. Les mesures obtenues à partir du bac flottant pour cette même période de l'année sont différentes.

À titre d'exemple, les mesures effectuées entre le 22 et le 24 décembre 2013 donnent une évaporation de 13,15 mm pour l'évaporomètre de Piche, tandis que celle du bac flottant était de seulement 4,35 mm. La différence (8,8 mm) représente près de 50% de l'évaporation du mois de décembre 2013 mesurée par le bac flottant.

Durant le reste de l'année, la température moyenne journalière de l'eau dans le bac flottant est presque toujours supérieure à celle de l'air. De plus, la surface évaporante du bac flottant reçoit le rayonnement solaire direct, tandis que le papier buvard est protégé du rayonnement solaire. Pour cela, l'évaporation mesurée par le bac flottant est, toujours dans cette période, supérieure à celle mesurée par l'évaporomètre de Piche.

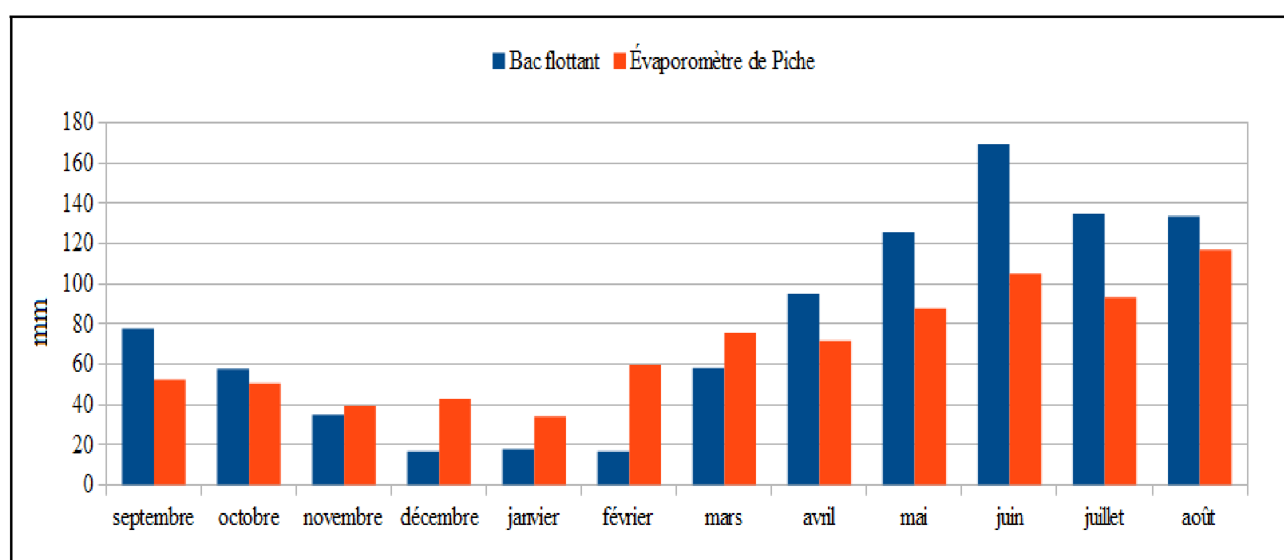


Figure. 62 : *L'évaporation mesurée pour un étang pelliculaire (étang Cistude) par le bac flottant et par l'évaporomètre de Piche pour l'année hydrologique (2013-2014).*

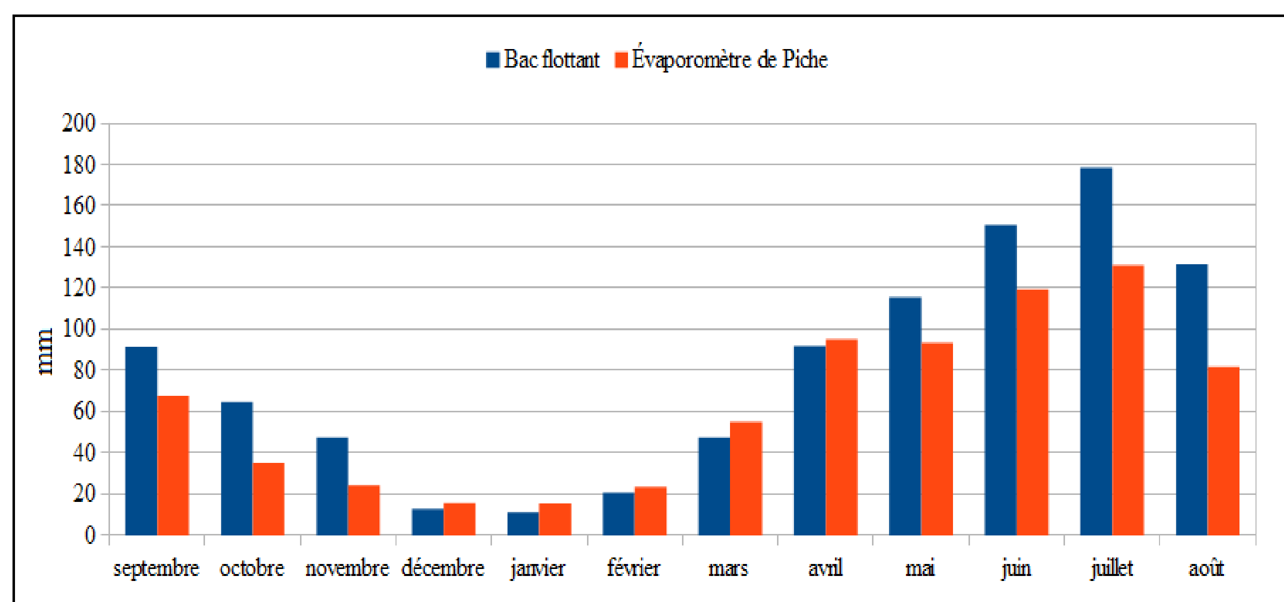


Figure. 63 : *L'évaporation mesurée pour un étang profond (étang du Château) par le bac flottant et par l'évaporomètre de Piche pour l'année hydrologique (2014-2015).*

Si nous synthétisons, à l'échelle annuelle, l'évaporation mesurée par le bac flottant est supérieure de 150 à 250 mm à celle mesurée par les évaporomètres de Piche (Figure. 64) du fait de l'importance du rayonnement solaire direct et de l'énergie solaire stockée dans la masse d'eau sous forme de chaleur sensible.

La (Figure. 64) montre aussi que l'évaporation mesurée par l'évaporomètre de Piche installé dans un coin protégé du vent est inférieure de 100 mm à celle mesurée par l'évaporomètre situé au milieu d'un espace ouvert. Cette différence, à l'échelle annuelle, représente plus de 10 % de l'évaporation mesurée pendant l'année hydrologique 2013-2014 à l'étang Cistude. Donc, nous pouvons imaginer la quantité en eau que nous pourrions empêcher d'être évaporée si nous arrivions, d'une manière ou d'une autre à réduire la vitesse du vent au dessus des étangs. Il convient de noter que cette différence de 100 mm par an doit être utilisée avec beaucoup de prudence, car elle peut être très différente suivant les années venteuses ou non.

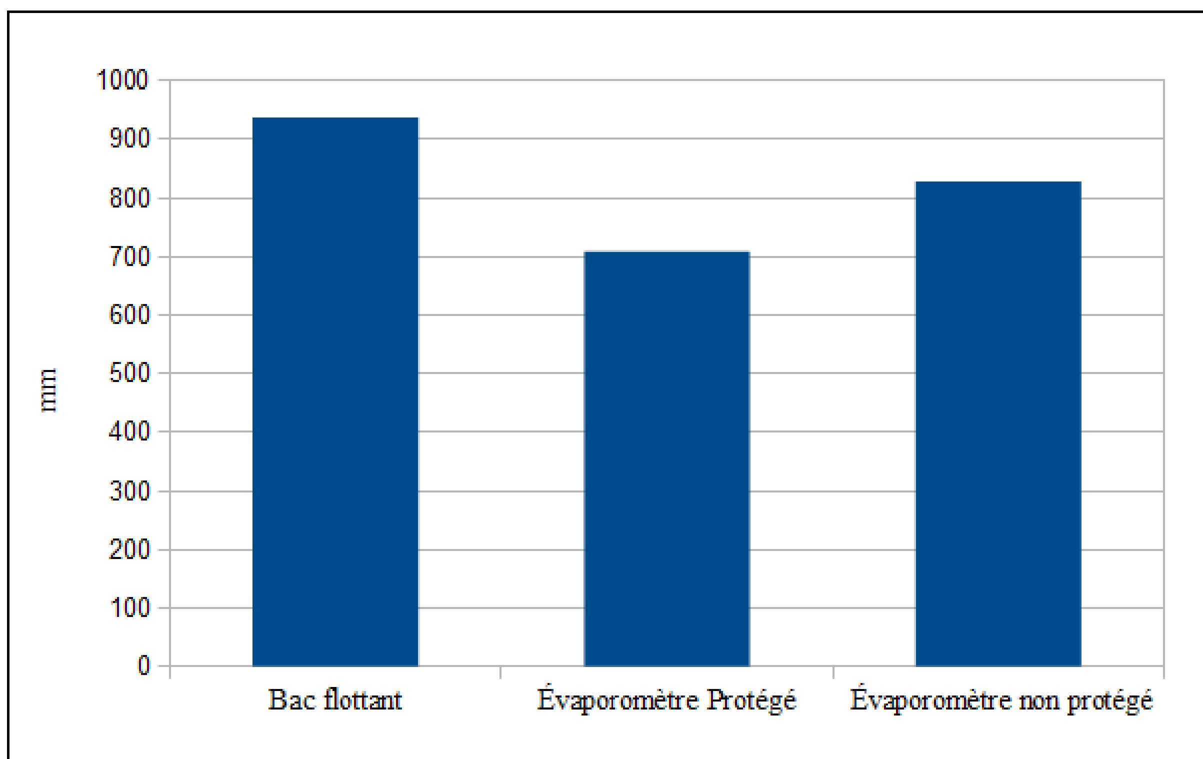


Figure. 64 *: Comparaison l'évaporation annuelle mesurée à l'étang Cistude pour l'année hydrologique (2013-2014) par le bac flottant, un évaporomètre de Piche protégé du vent et un autre évaporomètre installé dans un endroit ouvert*

D'un point de vue formel, notre démonstration permet de conclure :

1. la température de l'eau du bac flottant est la plus proche de celle de l'eau de l'étang,

2. le bac A et le Piche donnent des valeurs différentes de celles du bac flottant, cette différence étant plus faible au niveau annuel qu'au niveau journalier.

À partir de la comparaison des températures, nous pouvons conclure en disant que l'eau du bac flottant est pratiquement dans les mêmes conditions que l'eau de l'étang et que la mesure de l'évaporation dans ce bac est probablement très proche de celle de l'étang. Les autres appareils, donnant des valeurs différentes, sont probablement de moins bons indicateurs de l'évaporation de l'étang. Le bac flottant est donc le meilleur instrument. Pour cela, nous considérons les mesures d'évaporation obtenues par l'intermédiaire du bac flottant comme nos valeurs de références.

CHAPITRE II

2 – QUELLE EST LA MEILLEURE FORMULE MATHÉMATIQUE POUR CALCULER L'ÉVAPORATION ?

L'évaporation à partir des plans d'eau libre est considérée parmi les phénomènes naturels les plus difficiles à mesurer. Cette difficulté de mesure peut avoir plusieurs origines :

1- le manque d'outils de mesure précis ;

2- le coût élevé (voire très élevé) des instruments de mesure ;

3- la nécessité d'un expert pour prendre les mesures afin d'éviter les erreurs humaines ;

4- l'énorme temps consacré aux mesures directes sur le terrain, surtout si le terrain est relativement loin du lieu de travail.

Pour toutes ces raisons, un des objectifs principaux des études d'évaporation qui sont basées sur des mesures directes est de trouver une formule mathématique qui permet d'estimer l'évaporation à partir des données facilement mesurées comme les données météorologiques. Parce que nous ne sommes pas les premiers au monde à avoir étudié l'évaporation à partir des plans d'eau libre, nous allons essayer de trouver la meilleure méthode mathématique pour calculer l'évaporation des différents types d'étangs existant dans notre région d'étude en comparant les résultats des différentes formules mathématiques et les mesures directes. Nous allons considérer la formule qui donne les résultats les plus proches des mesures directes comme la formule la plus fiable à utiliser pour estimer l'évaporation des étangs.

Puisque, comme nous allons le voir plus tard, plusieurs formules mathématiques donnent des calculs négatifs de l'évaporation pour certaines journées, même pendant les mois les plus chauds de l'année, (par exemple, évaporation = -2,3 mm), nous allons utiliser l'écart quadratique moyen, en anglais (*Root-mean-square deviation*) (RMSD) pour tester la fiabilité des méthodes utilisées. Cette façon de calculer la déviation entre l'évaporation mesurée et celle calculée est la plus fiable, surtout lorsque nous voudrons estimer la fiabilité des méthodes utilisées à l'échelle journalière.

Nous allons commencer ce paragraphe en présentant une nouvelle formule empirique mise au point pour calculer l'évaporation des étangs et des plans d'eau peu profonds. Ensuite, nous tenterons d'approcher la meilleure méthode mathématique pour calculer l'évaporation des étangs pelliculaires et des étangs profonds en comparant l'évaporation mesurée avec l'évaporation calculée selon différentes formules qui utilisent des données météorologiques collectées au bord des étangs étudiés. Après avoir sélectionné la meilleure méthode pour estimer l'évaporation des étangs pelliculaires et profonds, nous allons l'utiliser pour estimer l'évaporation de plusieurs étangs existant dans la région Limousin en utilisant des données météorologiques collectées pas les stations Météo-France les plus proches de ces étangs. Il convient de noter que, pour ces étangs, les données sur la température de l'eau nous ont été fournies par L. Touchart.

Comme nous espérons que notre thèse actuelle sera une bonne référence en langue française dans ce domaine de recherche, nous allons citer touts les résultats pour deux années hydrologiques complètes (une année pour chaque type d'étang) : les valeurs mesurées et l'évaporation calculée selon dix-huit méthodes mathématiques. La publication de ces tables permettra aux experts de vérifier les résultats de chaque méthode et, en même temps, elles donnent aux étudiants un exemple appliqué sur l'utilisation des méthodes qui exigent une bonne connaissance en mathématique et beaucoup d'attention aux unités des paramètres utilisés dans chaque méthode.

2.1 – "Aldomany" une nouvelle formule empirique pour estimer l'évaporation des étangs et des plans d'eau peu profonds.

Après une expérience de plus de 840 jours de mesures quotidiennes, nous nous trouvons capable de proposer une nouvelle formule empirique pour calculer l'évaporation à partir des étangs et des autres plans d'eau peu profonds. L'objectif principal de cette nouvelle formule est de mettre à disposition de tout le monde (experts et non-experts) une formule très facile à utiliser pour estimer l'évaporation des plans d'eau peu profonds.

Avant de commencer à expliquer comment nous avons obtenu cette formule, nous estimons qu'il est important de montrer la corrélation entre l'évaporation mesurée pour chacun de nos étangs d'étude et les quatre facteurs météorologiques qui jouent un rôle important dans le processus d'évaporation, à savoir le rayonnement solaire, la température de l'eau et celle de l'air et l'humidité relative.

Pourquoi remontrons-nous la corrélation entre l'évaporation et les facteurs météorologiques, bien que nous l'ayons fait dans le chapitre précédent ?. Pour répondre à cette question, il faut préciser aux lecteurs que le chapitre précédent était consacré à la description du déroulement du processus d'évaporation et d'évapotranspiration, et toutes les figures étaient basées sur des mesures effectuées durant quatre mois et prises par un bac évaporatoire qui ne contenait que 50 litres d'eau. Afin de savoir si le lien entre l'évaporation et les facteurs météorologiques va changer en fonction du volume du plan d'eau, il convient de montrer leur corrélation avec des mesures effectuées pour deux types d'étangs et pour une durée d'une année hydrologique complète.

Les (Figures. 65 et 66) montrent que le coefficient de corrélation entre l'évaporation mesurée à partir de l'étang Cistude et de l'étang de Château et le rayonnement solaire est le coefficient le plus élevé par rapport aux autres facteurs météorologiques (R^2 = 0,74 et 0,77). Ces corrélations nous permettent de confirmer que le rayonnement solaire est le facteur climatique le plus important dans le processus d'évaporation quelque soit le volume du plan d'eau. En deuxième place vient la température de l'eau. Ici, il y a une différence par rapport à notre expérience effectuée avec une petite quantité d'eau, car la température de l'eau des étangs étudiés a une corrélation avec l'évaporation mesurée très proche de celle du rayonnement solaire (R^2 = 0,70 et 0,75) et, en même temps, plus élevée que celle entre la température de l'air et l'évaporation (R^2 = 0,61 et 0,67). Pour expliquer cela, nous devons tenir compte de l'énergie stockée dans la masse d'eau. Cette énergie, dans le cas de notre bac évaporatoire de 50 litres d'eau, est très petite, voire négligeable, par rapport à celle emmagasinée dans la masse d'eau des étangs étudiés. En quatrième place vient l'humidité relative avec un coefficient de (R^2 = 0,46 et 0,54) pour l'étang pelliculaire et l'étang profond respectivement. Concernant la vitesse du vent et la pression atmosphérique rien n'a changé, car ces deux facteurs météorologiques ont une corrélation nulle avec l'évaporation mesurée.

Il convient de noter que bien que le vent diffuse les molécules d'eau qui passent sous forme de vapeur, son coefficient de corrélation avec l'évaporation est presque nul. En fait, nous ne savons pas exactement la raisons de cette corrélation très, voire trop, faible mais nous pensons que, en fonction des autres facteurs météorologiques, une très faible vitesse du vent est capable à assurer la diffusion des molécules, ainsi, le processus d'évaporation continue conformément au taux maximum[(1)].

---

(1) Cela représente notre hypothèse pour expliquer la faible corrélation entre la vitesse du vent et l'évaporation, mais nous n'avons vraiment aucune mesure directe qui confirme cette hypothèse.

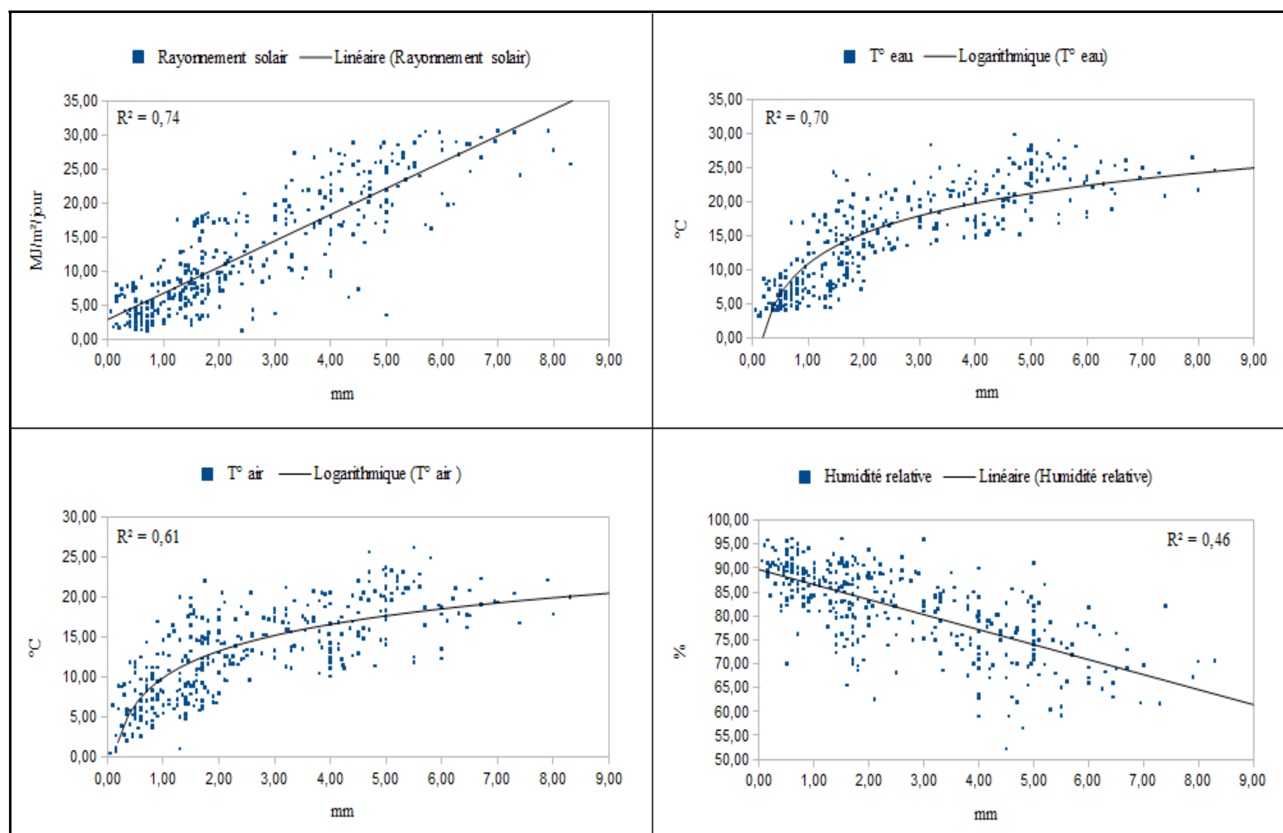


Figure. 65 *: La corrélation entre les facteurs météorologiques et l'évaporation mesurée à l'étang Cistude*

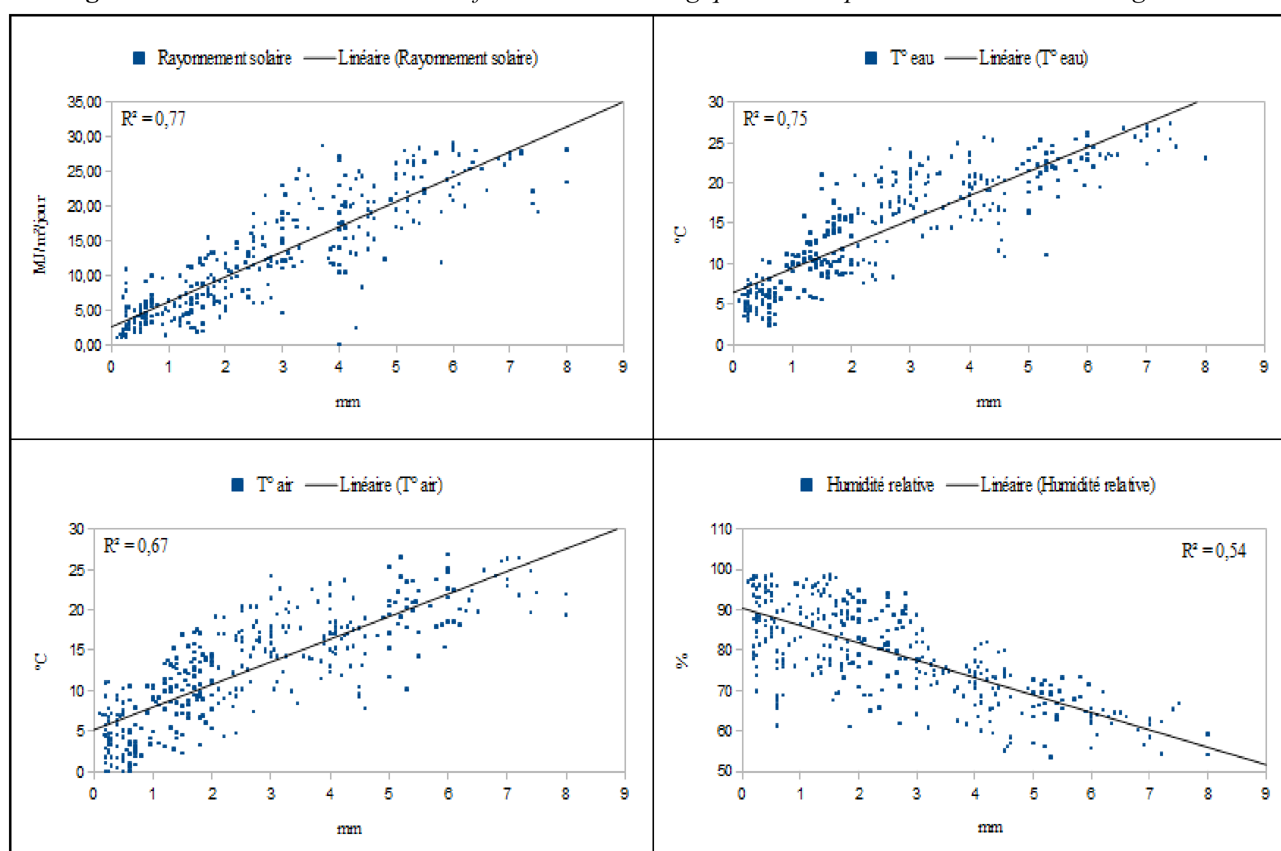


Figure. 66 *: La corrélation entre les facteurs météorologiques et l'évaporation mesurée à l'étang du Château*

Après avoir vu que le rayonnement solaire et la température de l'eau ou, plus précisément, l'énergie solaire reçue par la surface évaporante et stockée dans la masse d'eau des étangs jouent un rôle très important dans le processus d'évaporation, nous pouvons établir notre propre "formule empirique" pour estimer l'évaporation des étangs.

Nous avons appelé notre formule **"*Aldomany*"** (Équation. 73). Cette formule empirique est le fruit de deux régressions linéaires multiples calculées en utilisant le logiciel statistique SPSS (version 22).

La première régression linéaire multiple était calculée avec l'évaporation mesurée pendant une année hydrologique complète pour un étang pelliculaire (étang Cistude) et les cinq facteurs météorologiques les plus importants dans le processus d'évaporation et qui ont été collectés au bord de cet étang (Équation. 71)

$$E = 0,111\ Rs + 0,174\ T°eau - 0,061\ T°air - 0,012\ Hr + 0,518\ V - 0,244 \quad \text{(Equation. 71)}$$

E est l'évaporation en (mm/jour) ; ***Rs*** est le rayonnement solaire arrivant à la surface de l'étang en (MJ/m²/jour) ; ***T°air*** est la température moyenne journalière de l'air en (°C) ; ***T°eau*** est la température moyenne journalière de l'eau en (°C) ; ***Hr*** est l'humidité relative moyenne journalière de l'air ; ***V*** est la vitesse moyenne du vent (m/s).

La deuxième régression linéaire multiple était calculée avec l'évaporation mesurée durant une année hydrologique complète pour un étang profond (étang de Château) et les facteurs météorologiques les plus importants dans le processus d'évaporation et qui ont été collectés au bord de cet étang (Équation. 72).

$$E = 0,115\ Rs + 0,185\ T°eau - 0,032\ T°air - 0,032\ Hr + 0,021\ V + 1,953 \quad \text{(Equation. 72)}$$

Selon P. Bartout (2015), 61% des étangs existant dans la région Limousin (soit 13949 sur 22788) ont une profondeur maximale inférieure à 2 mètres (soit des étangs pelliculaires) et 39% (soit 8839 sur 22788) ont une profondeur maximale supérieure à 2 mètres (soit des étangs profonds). Nous avons utilisé ces pourcentages pour généraliser notre formule à la région Limousin. Donc, la formule "Aldomany" est la somme de 0,61* (équation. 71) + 0,39 * (équation. 72) => (Équation. 73).

$$E = 0,1 * Rs + 0,178 * T°eau - 0,049 * T°air - 0,019 * Hr + 0,324 * V + 0,61 \quad \text{(Équation. 73)}$$

L'évaporation calculée par notre formule empirique comme celle calculée en utilisant les différentes formules mathématiques, présentée en détails dans le chapitre consacré aux méthodes mathématiques utilisées dans cette thèse, va être comparée avec l'évaporation mesurée sur les deux types d'étang étudiés afin de savoir quelle est la meilleure formule mathématique à utiliser pour estimer l'évaporation des étangs à partir des données météorologiques.

2.2 – La meilleure méthode mathématique pour estimer l'évaporation des étangs peu profonds. L'exemple de l'étang Cistude

En commençant avec la somme annuelle de l'évaporation mesurée et celle calculée à l'étang Cistude pour l'année hydrologique 2013-2014 nous trouvons les résultats suivants (voir la table. 22).

Table. 22 : *La somme totale annuelle de l'évaporation mesurée et calculée à l'étang Cistude pour l'année hydrologique 2013-2014.Valeurs en (mm).*

Méthode	Évaporation mesurée	Aldomany (2017)	Bilan énergétique	Meyer (1915)	Rohwer (1931)	Penman-aérodynamique	Brutsaert-Stricker (1979)
Somme	951,4	990,5	809,6	755,9	756,05	829,02	1059,65

Méthode	Évaporation mesurée	Romanenko (1961)	Konstantinov	Penman combinaison	Penman-Monteith T_{air}	Penman-Monteith-T_{eau}	Jensen-Haise (1963)
Somme	951,4	623,76	1284,08	798,07	731,77	820,68	775,92
Méthode	Évaporation mesurée	Priestley-Taylor	DeBruin-Keijman	Stephens-Stewart	Makkink	Boyd (1985)	Thornthwaite
Somme	951,4	984,2	954,61	908,95	859,23	815,4	742,76

En s'appuyant sur la (Table. 22), nous trouvons que seulement cinq parmi les dix-huit méthodes utilisées donnent des résultats à moins de (10%) des mesures directes sur le terrain (soit moins de 95 mm), à savoir 1- DeBruin-Keijman (+3,22 mm) ; 2- Priestley-Taylor (+32,81 mm) ; 3-Aldomany (+39,1 mm) ; 4-Stephens-Stewart (-42,44 mm) et 5- Makkink (-92,16 mm). Tandis que 11 méthodes donnent des résultats avec une déviation des mesures directes variant entre (10 et 25%), à savoir 6- Brutsaert-Stricker (+108,26 mm) ; 7- Penman_aérodynamique (-122,37 mm) ; 8- Penman-Monteith_T°eau (-130,71 mm) ; 9- Boyd (-135,99 mm) ; 10- Bilan énergétique (-141,79 mm) ; 11- Penman_combinaison (-153,32 mm) ; 12- Jensen-Haise (-175,47 mm) ; 13- Rohwer (-195,34 mm) ; 14-Meyer (-195,49 mm) ; 15- Thornthwaite (-208,63 mm) et 16- Penman-Monteith_T°air (-219,62 mm). Seulement deux méthodes donnent des résultats à plus de (30%) de la somme annuelle d'évaporation mesurée, à savoir 17- Romanenko (-327,63 mm) et 18- Konstantinov (+332,69 mm).

En fait, si la grande majorité des méthodes utilisées (16 sur 18) donnent, pour un pas de temps annuel, des résultats à moins de (25%) des mesures directes, l'utilisation de ces méthodes à l'échelle mensuelle peut conduire à des écarts d'estimations dépassant largement le seuil de 25%[(1)].

Pour bien comprendre la variation de la fiabilité des méthodes utilisées d'un mois à un autre, la (Table. 23) montre la différence en (mm) entre l'évaporation mesurée et celle calculée à l'étang Cistude pour l'année hydrologique 2013-2014.

La (Table. 23) montre clairement qu'à l'exception de la formule "Aldomany" la majorité des méthodes mathématiques donnent des résultats à plus de 25% de l'évaporation mesurée pendant la période froide de l'année, plus précisément, entre octobre et janvier où l'évaporation est normalement faible, voire très faible. Donc, un écart de deux ou trois millimètres entre l'évaporation mesurée et celle calculée peut représenter plus de 10% de l'évaporation totale de ces mois. Par contre, la majorité, voire la grande majorité, des méthodes donnent des résultats à moins de 25% de la somme mensuelle de l'évaporation pour le reste de l'année. Pour cette partie de l'année, surtout pour les mois de juin, juillet, août et septembre, l'évaporation est généralement élevée. Donc une différence de (15 mm) entre l'évaporation mesurée et calculée ne peut représenter qu'une partie inférieure à 10% de l'évaporation totale du mois concerné de cette période.

De plus, la (Table. 23) montre que la méthode d'Aldomany, à l'exception du mois de mars, donne toujours des résultats à moins de 25% de la somme mensuelle de l'évaporation mesurée. Elle donne aussi des résultats à moins de 10% durant 8 mois de l'année. Pour cela, nous pouvons dire que cette formule est une des trois meilleures méthodes à estimer l'évaporation à l'échelle annuelle, et elle est aussi une des meilleures méthodes, voire la meilleure, pour estimer l'évaporation des étangs pelliculaires à l'échelle mensuelle. La méthode de Makkink donne aussi des estimations proches de mesures directes pendant 10 mois de l'année. Plusieurs méthodes donnent des résultats à moins de

(1) Il convient de rappeler que les sommes annuelles et mensuelles de l'évaporation calculée selon les 18 méthodes sont effectuées sans faire aucune modification des résultats négatifs (évaporation calculée inférieure au zéro : -2,3 mm par exemple).

25% des mesures réelles pour plus de 6 mois de l'année, à savoir Stephens-Stewart, Konstantinov, DeBruin-Keijman, Priestley-Taylor, toutes les méthodes de Penman et Penman-Monteith et Rohwer.

Table. 23 *: La différence en (mm) entre l'évaporation mensuelle mesurée et celle calculée à l'étang Cistude pour l'année hydrologique 2013-2014*

Mois	Aldomany	B-E	Meyer	Rohwer	Penman-1	Romanenko	Konstantinov	Penman-2	P-M (T°air)	P-M (T°eau)	P-T	D-K	B-S	J-H	S-S	Makkink	Boyd	Thornthwaite
août	8,65	-7,96	-16,96	-20	-7,88	-48,75	-5,40	-12,74	-28,59	-14,29	18,45	12,19	35,56	5,88	3,65	-3,75	-34,59	-26,34
sept.	17,29	-19,49	-5,70	-11	-3,69	-13,00	1,00	-17,21	-22,52	-15,09	-5,25	-8,11	-0,63	-8,27	-1,12	-6,42	6,13	0,16
oct.	9,76	-38,45	-19,02	-21	-17,54	-15,64	6,33	-36,20	-34,73	-33,36	-34,68	-35,28	-37,48	-17,61	-7,95	-11,05	18,05	6,39
nov.	-8,64	-28,77	-19,36	-19	-17,58	-12,21	-7,46	-26,88	-23,29	-23,73	-26,95	-26,97	-31,36	-26,72	-15,75	-16,88	5,19	-13,06
déc.	-1,20	7,24	-4,22	-5	-3,80	6,98	344,91	8,45	11,63	7,97	12,49	13,15	12,16	-10,70	5,43	4,72	14,08	-2,07
janv.	0,52	-8,46	-10,59	-11	-9,88	5,77	-20,15	-6,29	-3,42	-7,53	-5,86	-5,91	-9,61	-9,67	1,17	0,09	19,15	4,77
févr.	0,63	-10,10	-17,28	-17	-15,47	-0,53	-17,78	-6,91	-4,11	-7,89	-3,62	-3,66	-7,02	-20,76	-3,58	-5,36	4,17	-10,83
mars	20,68	15,56	-9,41	-11	-6,06	-8,27	9,59	14,77	11,69	16,35	31,00	30,88	39,69	-16,55	17,06	13,13	-0,16	-18,62
avr.	5,50	-16,73	-18,77	-19	-12,43	-35,41	9,09	-18,91	-23,02	-11,18	-1,12	-2,54	5,98	-32,42	-7,08	-11,79	-20,71	-34,48
mai	-7,84	-17,82	-37,68	-28	-19,49	-71,77	-4,66	-22,64	-34,08	-13,58	5,06	2,03	18,14	-43,04	-20,42	-26,37	-51,32	-55,21
juin	-15,53	-15,42	-31,15	-30	-16,71	-79,04	-11,25	-21,47	-42,45	-21,77	16,68	8,76	36,76	-11,53	-16,37	-24,11	-66,61	-51,56
juil.	9,27	-1,38	-10,77	-11	1,45	-55,75	-1,49	-6,12	-25,48	-7,87	27,39	19,39	47,05	15,69	2,53	-4,51	-30,32	-7,79

à moins de 10% de mesure directe

entre 10 et 25% de mesure directe

à plus de 25% de mesure directe

Puisque nous cherchons la méthode la plus précise pour estimer l'évaporation de ce type d'étangs à l'échelle journalière, il nous fallait comparer les mesures journalières de l'évaporation avec les résultats des méthodes au même pas de temps. Les (Tables de 26 jusqu'à 37) montrent l'évaporation journalière mesurée et calculée à l'étang Cistude pour l'année hydrologique 2013-2014.

Dans ces tables nous remarquons que plusieurs méthodes mathématiques utilisées donnent des calculs inférieurs à zéro même pendant les mois les plus chauds de l'année. Si nous pouvons considérer une valeur de (-0,9 mm par jour) comme une valeur représentative de la condensation pendant les mois de décembre, janvier ou février, une valeur de (-2,3 mm par jour) n'est pas du tout acceptable pour représenter la condensation pendant les mois d'août ou de juillet comme nous voyons dans les tables ci-après. Après avoir vérifié que ces valeurs négatives de l'évaporation ne résultent pas d'une erreur dans l'application des formules mathématiques concernées et pour éviter l'influence erronée de ces valeurs négatives de l'évaporation sur la valeur moyenne mensuelle ou annuelle de l'écart journalier entre l'évaporation mesurée et calculée, nous estimons que l'utilisation de l'écart quadratique moyen est la meilleure solution pour résoudre ce problème.

La (Table. 24) montre la valeur moyenne de l'écart quadratique journalier entre l'évaporation mesurée et les calculs de toutes les formules mathématiques utilisées dans cette thèse. L'écart cité dans la table suivante représente la valeur moyenne de (365 jours).

Table. 24 : *L'écart quadratique moyen journalier en (mm) entre l'évaporation mesurée et calculée à l'étang Cistude entre (14 août 2013 et 13 août 2014.*

Méthode	Aldomany	B-É	Rohwer	Meyer	Penman-1	Romaninko	Konstantinov	Penman-2	P-M Tair
Écart Moyen	0,52	1,37	0,79	0,76	0,69	1,07	2,14	1,3	1,15
Méthode	P-M Teau	P-T	D-K	B-S	J-H	S-S	Thornthwaite	Boyd	Makkink
É-M	1,04	1,66	1,61	2,06	0,87	0,64	0,86	0,93	0,64

La (Table. 24) montre que la moitié (9/18) des méthodes utilisées ont un écart quadratique journalier moyen inférieur à (1 mm) de l'évaporation mesurée. La formule empirique d'Aldomany a la déviation journalière moyenne la plus basse (0,52 mm/jour). En deuxième place vient la méthode de Stephens-Stwart et celle de Makkink avec un écart moyen de (0,64 mm / jour). En quatrième place vient la plus vieille formule proposée par Penman (Penman-1 ou Penman-aérodynamique) avec un écart moyen de (0,69 mm/j). Deux parmi les plus anciennes méthodes, à savoir Rohwer et Meyer ont un écart moyen très proche (0,79 et 0,76 mm par jour) respectivement. Ensuite, vient la méthode de Thornthwaite. Bien que cette méthode n'exige que des données sur la température moyenne mensuelle, et à notre connaissance, elle soit utilisée pour la première fois dans cette thèse pour estimer l'évaporation à l'échelle journalière et pourtant elle donne des résultats plus fiables que la plupart des méthodes qui utilisent des données journalières. Ensuite, viennent trois méthodes qui ont un écart proche d'un millimètre par jour (Boyd, Penman-Monteith modifiée qui utilise la température de la surface de l'eau à la place de celle de l'air et la méthode de Romaninko). Un écart un peu plus important pour la formule de Penman-Monteith standard qui utilise la température de l'air et pour la formule de combinaison de Penman (Penman-2 dans la table. 24).

En fait, ce qui nous a surpris lors de l'analyse des données est que la méthode du bilan-énergétique, qui est utilisée souvent comme une méthode de référence pour évaluer la fiabilité des autres méthodes lors de l'absence des mesures directes, a un écart moyen élevé et elle n'était pas parmi les meilleures ni à l'échelle annuelle, ni à l'échelle mensuelle. Les méthodes de DeBruin-Keijman et Priestly-Taylor disposent d'un écart élevé avec les mesures journalières de l'évaporation.

Enfin, deux méthodes ont un écart moyen élevé, voire très élevé, à savoir la méthode de Brutsaert-Stricker et celle de Konstantinov. Nous ne recommandons pas d'utiliser les deux dernières méthodes lors du calcul journalier de l'évaporation, surtout la méthode de Konstantinov qui donne des résultats catastrophiques de l'évaporation quand la vitesse du vent est nulle ou presque. Par exemple, cette méthode a donné un taux d'évaporation journalier égal à (160 mm) le 10/12/2013. la cause de ce résultat était la vitesse moyenne du vent pour ce jour-là qui était égale à zéro.

Avant de montrer les figures (67-a, 67-b, 67-c) qui illustrent la corrélation entre les méthodes mathématiques et les mesures directes de l'évaporation, nous pensons qu'il est utile de montrer dans une table la valeur la plus élevée et celle la plus basse de l'évaporation mesurée et celle calculée selon les 18 différentes méthodes (voir la Table. 25).

Table. 25 : *L'évaporation la plus élevée et la plus basse mesurée et calculées à l'étang Cistude pendant l'année hydrologique (2013-2014), valeurs en (mm / jour).*

Méthode	Mesurée	Aldomany	B-É	Meyer	Rohwer	Penman-1	Romaninkov
Maximale	8,30	6,49	10,53	6,75	7,33	7,88	5,33
Minimale	0,05	-0,65	-3,19	-0,67	-0,62	-0,66	0,22
Méthode	Mesurée	Konstantinov	Penman-2	P-M (T°air)	P-M (T°eau)	P-T	D-K
Maximale	8,3	160,33	9,77	8,15	8,45	12,72	12,17
Minimale	0,05	-4,33	-2,67	-1,83	-1,50	-3,72	-3,65
Méthode	Mesurée	B-S	J-H	S-S	Makkink	Boyd	Thornthwait
Maximale	8,30	14,99	9,66	7,46	7,06	4,02	5,83
Minimale	0,05	-4,71	-0,11	0,19	0,18	0,68	0,01

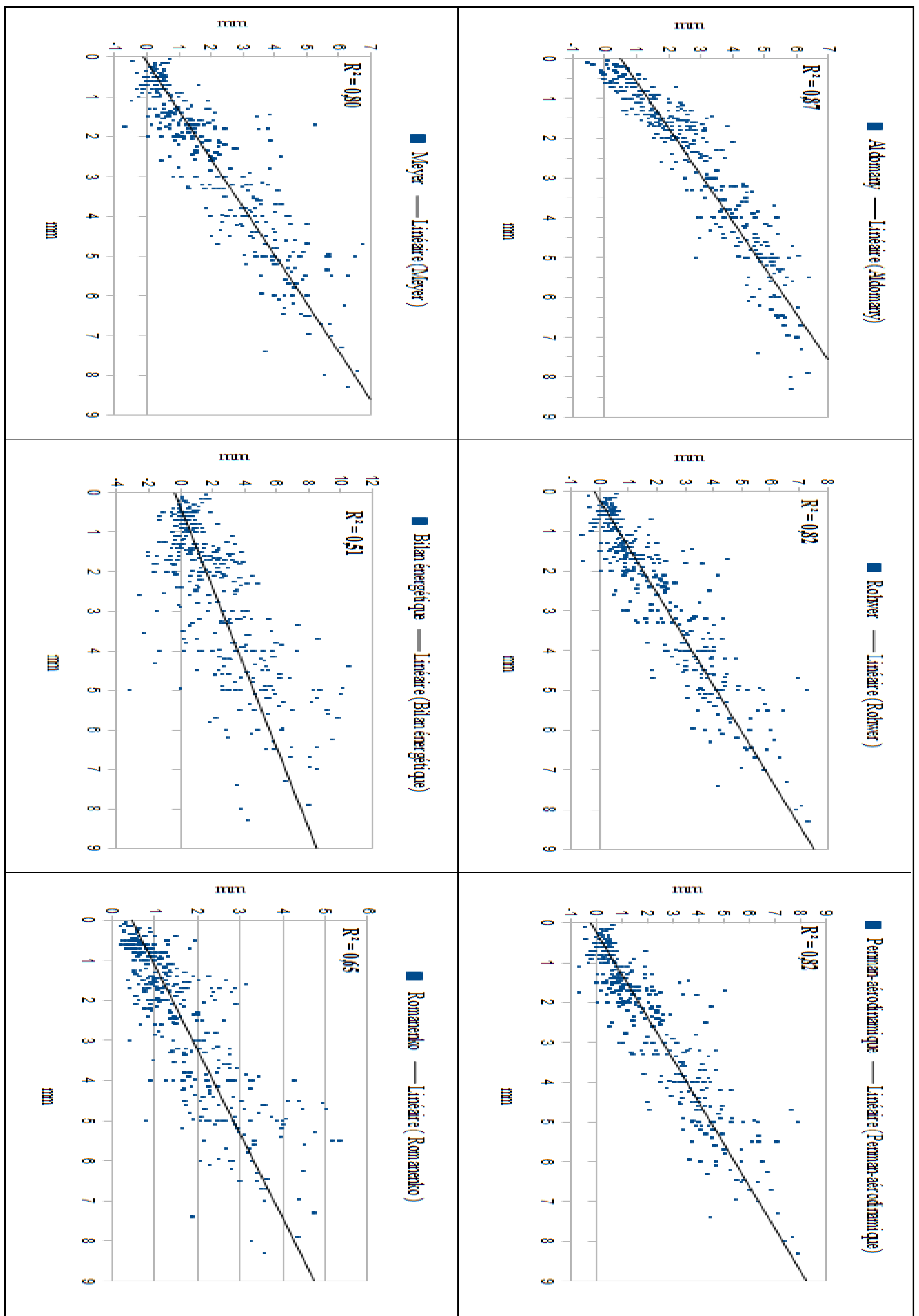


Figure. 67-a : *La corrélation entre l'évaporation mesurée et calculée à l'étang Cistude pour l'année hydrologique (2013-2014).*

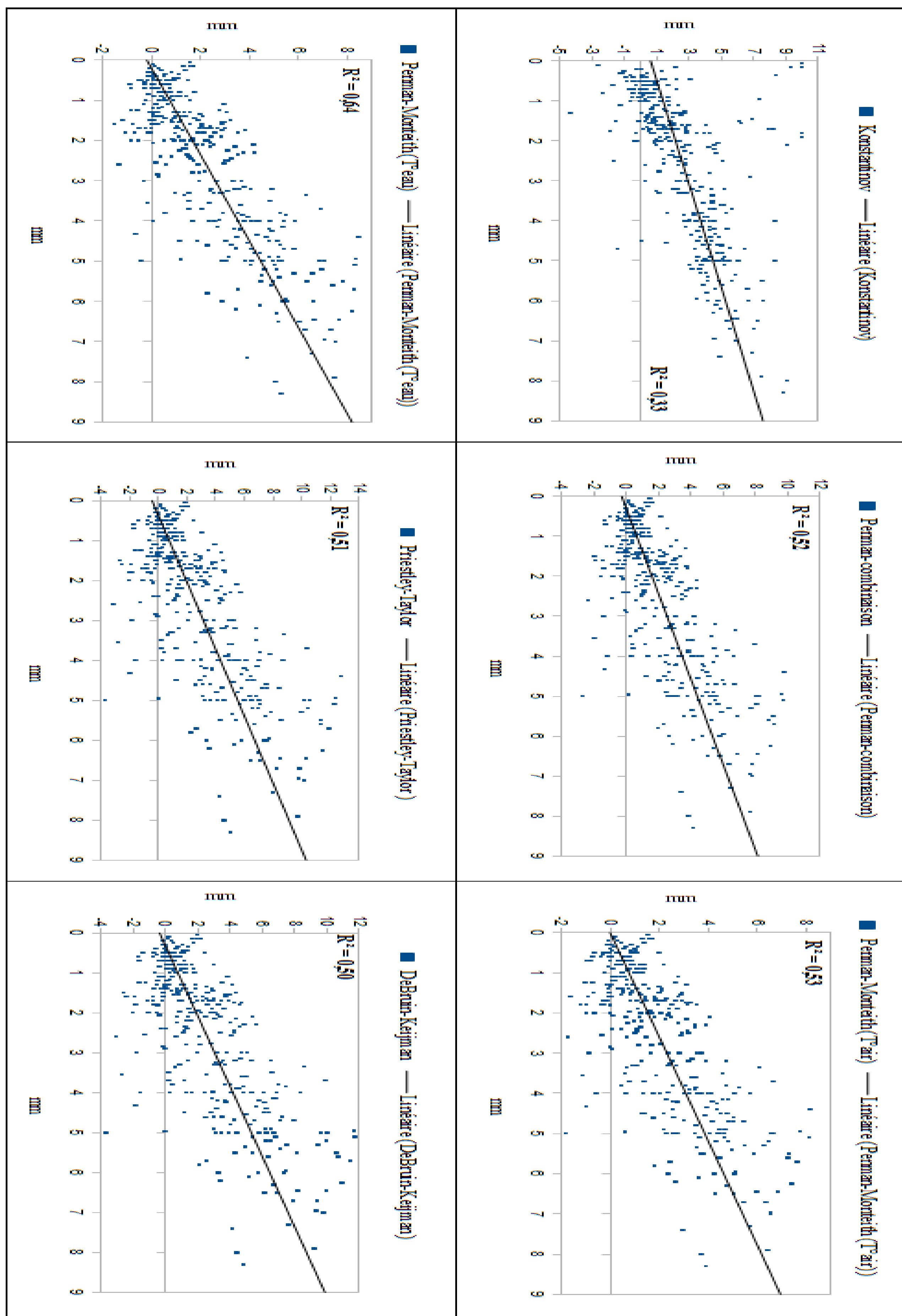


Figure. 67-b : *La corrélation entre l'évaporation mesurée et calculée à l'étang Cistude pour l'année hydrologique (2013-2014).*

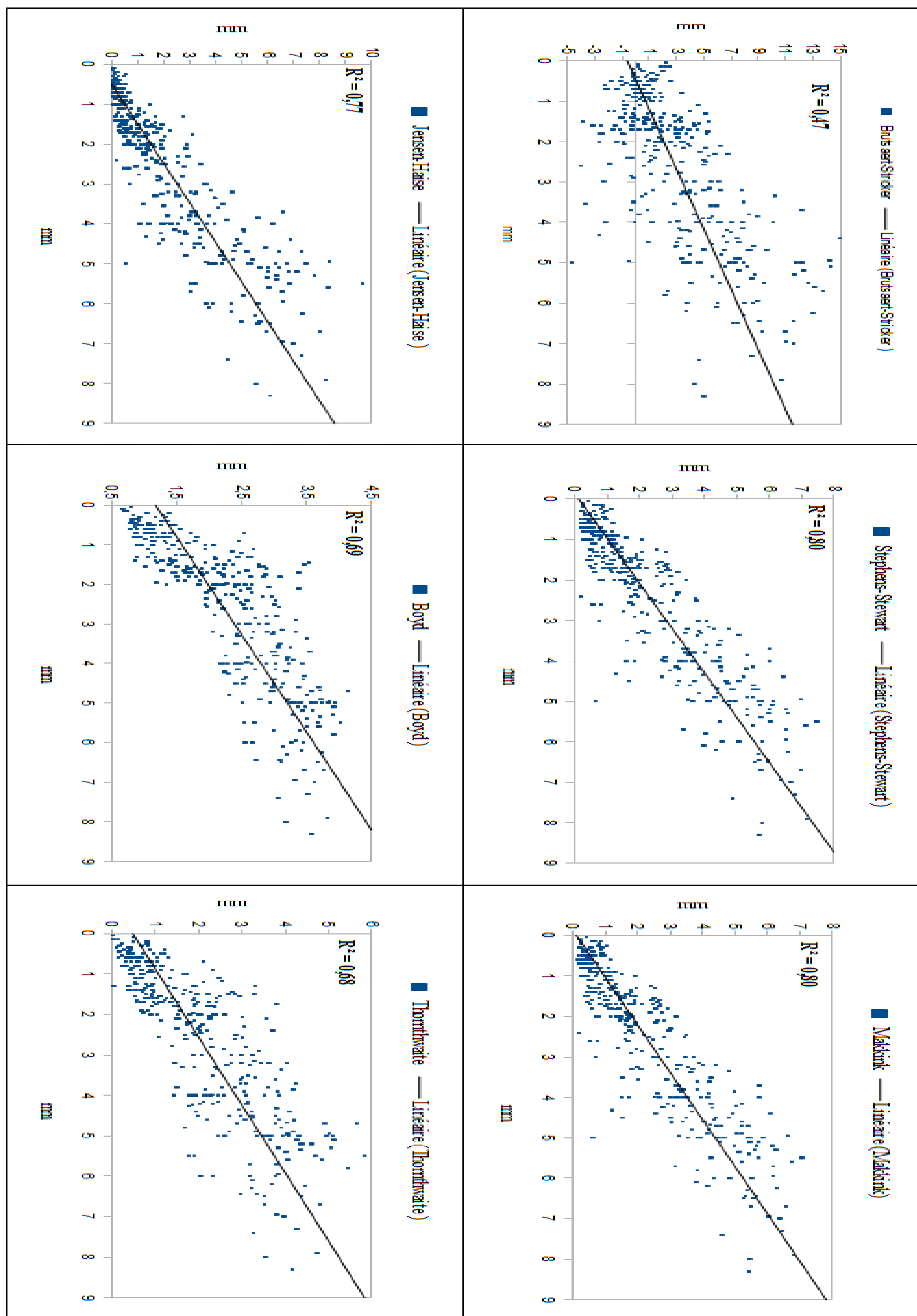


Figure. 67-c : *La corrélation entre l'évaporation mesurée et calculée à l'étang Cistude pour l'année hydrologique (2013-2014).*

Table. 26 : *l'évaporation mesurée et calculée à l'étang Cistude pour le mois d'août (du 01/08/2014 au 13/08/2014 et (du 14/08/2013 au 31/08/2013)*

Date	Mesurée	Aldomany	B-É	Meyer	Rohwer	Penman-1	Romanenko	Konstantinov	Penman-2	P-M (T°air)	P-M (T°eau)	P-T	D-K	B-S	J-H	S-S	Makkink	Boyd	Thornthwaite
01/08/14	5,00	5,45	5,81	4,79	4,85	5,30	3,24	4,67	5,56	4,67	5,31	7,04	6,69	7,90	6,31	5,66	5,39	3,57	4,07
02/08/14	6,20	4,85	2,94	4,58	4,82	5,24	2,80	4,94	2,89	2,64	3,43	3,54	3,39	3,69	4,59	4,36	4,16	3,41	3,69
03/08/14	5,00	4,39	3,00	3,44	3,43	3,77	2,21	3,48	2,93	2,56	3,05	3,64	3,49	4,00	4,25	4,10	3,88	3,29	3,66
04/08/14	6,70	5,70	6,90	5,45	5,47	6,02	3,51	5,54	6,36	5,43	6,27	8,21	7,90	9,26	5,96	5,76	5,51	3,46	3,51
05/08/14	5,10	5,37	5,94	4,42	3,93	4,40	2,89	5,17	5,48	4,65	5,00	7,11	6,82	8,20	6,03	5,73	5,47	3,48	3,64
06/08/14	2,10	3,96	1,21	3,87	4,13	4,51	1,60	4,56	1,23	1,21	2,11	1,46	1,40	1,41	2,84	2,75	2,62	3,38	3,56
07/08/14	3,20	4,47	3,74	3,13	3,28	3,58	2,36	3,22	3,75	3,19	3,60	4,61	4,38	5,09	4,66	4,30	4,03	3,33	4,05
08/08/14	4,80	4,55	4,58	4,07	4,42	4,79	1,82	4,79	4,33	3,55	4,45	5,54	5,28	6,28	4,19	3,84	3,66	3,51	3,92
09/08/14	3,80	3,64	0,35	1,86	1,68	1,87	1,84	1,68	0,45	0,44	0,55	0,44	0,42	0,27	3,73	3,71	3,46	3,00	3,61
10/08/14	3,90	3,91	3,95	3,28	3,74	4,02	1,79	4,19	3,87	3,20	3,91	4,83	4,61	5,38	2,93	2,78	2,62	3,29	3,82
11/08/14	3,70	4,15	1,02	3,57	3,93	4,27	2,51	4,28	1,16	1,40	2,06	1,24	1,19	0,88	3,24	3,47	3,26	2,96	3,10
12/08/14	3,00	3,37	1,68	2,45	2,47	2,71	2,04	2,43	1,74	1,64	1,94	2,06	1,98	2,11	2,54	2,68	2,51	2,90	3,24
13/08/14	3,20	4,10	3,05	3,28	3,73	4,03	1,56	4,39	2,91	2,54	3,46	3,67	3,57	4,01	3,04	3,48	3,30	2,87	2,74
14/08/13	6,30	5,33	5,79	4,29	3,90	4,36	3,39	4,48	5,42	4,70	5,08	6,94	6,70	7,88	5,51	5,67	5,38	3,20	3,21
15/08/13	6,00	5,48	6,34	4,55	4,20	4,68	3,27	4,79	5,84	5,06	5,53	7,55	7,30	8,62	5,64	5,79	5,52	3,26	3,20
16/08/13	4,00	5,51	7,28	4,47	3,76	4,24	3,30	8,33	6,66	5,68	5,87	8,69	8,35	10,12	6,21	6,01	5,74	3,43	3,52
17/08/13	5,40	5,36	6,15	4,54	4,06	4,53	3,96	4,20	5,92	4,96	5,23	7,48	7,12	8,51	6,33	5,75	5,44	3,50	4,02
18/08/13	5,60	5,23	5,47	4,33	4,16	4,60	3,33	3,89	5,30	4,46	4,88	6,66	6,34	7,51	6,07	5,49	5,20	3,50	4,07
19/08/13	4,00	4,03	1,12	3,17	3,19	3,50	2,81	2,92	1,28	1,32	1,63	1,38	1,31	1,15	3,65	3,46	3,24	3,22	3,87
20/08/13	4,20	5,25	5,03	4,51	4,40	4,87	3,26	4,56	4,73	4,17	4,78	6,01	5,81	6,68	5,07	5,31	5,04	3,17	3,12
21/08/13	4,90	5,33	5,64	4,58	4,39	4,87	3,75	4,34	5,37	4,70	5,20	6,79	6,54	7,57	5,41	5,50	5,21	3,20	3,30
22/08/13	5,30	5,48	6,42	4,63	4,47	4,94	4,75	3,73	6,39	5,49	5,80	7,88	7,51	8,74	6,33	5,98	5,61	3,27	3,85
23/08/13	4,60	5,12	6,19	4,01	3,56	3,97	3,59	3,90	5,96	5,02	5,24	7,54	7,19	8,65	5,91	5,52	5,22	3,38	3,87
24/08/13	5,20	5,09	5,59	4,06	4,18	4,57	3,97	3,66	5,70	4,82	5,12	6,93	6,55	7,62	6,02	5,31	4,97	3,43	4,39
25/08/13	3,70	4,19	0,20	4,04	4,30	4,68	2,76	4,56	0,40	0,79	1,53	0,23	0,23	-0,33	3,07	3,34	3,17	3,01	2,98
26/08/13	2,85	2,83	-0,12	2,00	1,82	2,02	1,01	2,96	-0,05	0,01	0,25	-0,15	-0,14	-0,33	1,87	2,24	2,12	2,71	2,59
27/08/13	2,30	3,65	4,17	2,83	2,64	2,92	2,00	3,12	3,97	3,44	3,75	5,05	4,88	5,79	2,92	3,15	2,97	2,97	3,05
28/08/13	2,80	3,47	1,80	2,62	2,48	2,75	2,23	2,57	1,84	1,69	1,95	2,20	2,13	2,30	2,70	2,92	2,74	2,88	3,09
29/08/13	3,50	4,46	5,67	3,35	2,93	3,29	2,50	4,48	5,30	4,59	4,83	6,83	6,60	7,92	4,28	4,51	4,26	3,09	3,14
30/08/13	3,60	4,51	4,08	3,57	3,11	3,49	2,64	5,16	3,81	3,34	3,59	4,87	4,72	5,54	4,10	4,44	4,21	3,07	2,96
31/08/13	4,50	4,86	5,49	3,74	3,36	3,76	3,03	4,05	5,19	4,49	4,78	6,62	6,39	7,58	4,92	5,07	4,80	3,14	3,25
Total	134,45	143,10	126,49	117,49	114,78	126,57	85,70	129,05	121,71	105,86	120,16	152,90	146,64	170,01	140,33	138,10	130,70	99,86	108,11

Table. 27 *: l'évaporation mesurée et calculée à l'étang Cistude pour le mois de septembre 2013*

Date	Mesurée	Aldomany	B-E	Meyer	Rohwer	Penman-1	Romanenko	Konstantinov	Penman-2	P-M (T°air)	P-M (T°eau)	P-T	D-K	B-S	J-H	S-S	Makkink	Boyd	Thornthwaite
01/09/13	3,90	4,66	3,79	4,02	4,01	4,41	3,45	3,91	3,81	3,45	3,92	4,63	4,44	4,91	4,42	4,46	4,18	3,19	3,05
02/09/13	4,60	4,80	2,61	4,63	4,47	4,94	3,51	4,79	2,54	2,53	3,23	3,09	3,03	3,06	3,54	4,26	4,05	2,97	2,21
03/09/13	4,00	4,70	4,12	4,39	4,02	4,47	4,27	3,89	4,04	3,70	4,07	4,97	4,82	5,32	3,97	4,39	4,13	3,02	2,59
04/09/13	4,55	4,43	4,17	3,34	2,95	3,29	4,94	1,58	4,44	3,87	3,90	5,23	4,99	5,65	4,75	4,74	4,36	2,99	3,28
05/09/13	4,70	4,11	4,54	2,22	1,86	2,09	5,03	-1,39	5,03	4,17	4,08	5,83	5,50	6,48	5,20	4,91	4,45	2,95	3,77
06/09/13	4,50	2,77	1,00	2,02	1,83	2,02	4,37	0,07	1,33	1,29	1,15	1,28	1,21	0,94	1,80	1,69	1,54	2,98	3,77
07/09/13	1,70	3,72	2,36	5,26	4,50	5,03	2,88	7,89	2,11	1,94	2,44	2,71	2,65	2,88	1,58	1,82	1,77	3,37	2,25
08/09/13	1,80	3,01	-1,68	3,78	3,02	3,42	2,37	12,64	-1,33	-1,23	-1,08	-1,96	-1,92	-2,64	1,21	1,45	1,39	3,09	2,20
09/09/13	4,20	4,37	2,81	5,00	4,79	5,29	3,23	5,28	2,64	2,54	3,36	3,29	3,22	3,38	2,81	3,24	3,10	3,18	2,33
10/09/13	1,81	3,01	-0,40	3,52	3,60	3,93	1,18	4,27	-0,26	0,00	0,95	-0,47	-0,46	-0,83	1,20	1,38	1,32	3,09	2,36
11/09/13	2,50	3,70	0,98	4,19	3,87	4,29	2,12	5,11	0,96	1,02	1,74	1,13	1,12	1,00	1,91	2,46	2,37	3,00	1,93
12/09/13	2,80	3,38	1,10	3,83	3,51	3,90	2,43	4,25	1,12	1,14	1,67	1,30	1,27	1,17	1,78	2,08	1,98	3,04	2,31
13/09/13	1,80	2,58	-0,58	2,44	2,09	2,34	1,34	3,94	-0,45	-0,35	-0,12	-0,70	-0,68	-1,02	1,27	1,54	1,46	2,84	2,24
14/09/13	1,55	2,49	0,68	1,27	1,20	1,33	1,69	0,89	0,79	0,80	0,84	0,85	0,82	0,75	1,63	1,73	1,59	2,78	2,96
15/09/13	0,70	2,11	-1,40	1,62	1,80	1,94	0,56	2,24	-1,27	-0,80	-0,27	-1,71	-1,67	-2,22	0,64	0,82	0,77	2,54	2,11
16/09/13	3,98	3,37	2,44	2,38	2,68	2,88	1,95	3,06	2,51	2,34	2,75	3,01	2,93	3,10	2,22	2,69	2,52	2,58	2,31
17/09/13	3,30	2,96	0,81	2,41	2,55	2,77	1,85	2,85	0,90	1,08	1,54	0,98	0,96	0,74	1,61	2,19	2,06	2,43	1,91
18/09/13	1,17	2,30	0,24	0,56	0,68	0,72	1,24	0,72	0,38	0,67	0,44	0,31	0,30	-0,05	1,01	1,19	1,09	2,36	2,55
19/09/13	2,40	1,89	0,05	2,16	2,27	2,46	1,61	2,49	0,17	0,44	0,83	0,06	0,06	-0,30	0,17	0,22	0,20	2,57	2,20
20/09/13	3,30	2,48	0,71	1,32	1,32	1,44	1,69	1,14	0,82	0,90	0,96	0,88	0,86	0,73	1,63	1,97	1,82	2,44	2,38
21/09/13	2,30	3,54	4,86	2,73	2,33	2,62	1,36	4,70	4,39	3,92	4,20	5,75	5,65	6,76	2,51	3,19	3,04	2,82	2,03
22/09/13	2,00	3,12	1,85	1,43	1,17	1,33	1,69	1,90	1,88	1,67	1,71	2,30	2,23	2,58	2,88	3,44	3,19	2,55	2,39
23/09/13	3,00	3,35	3,84	0,83	0,83	0,91	2,16	0,30	4,13	3,52	3,32	4,92	4,70	5,52	3,55	3,82	3,47	2,56	2,99
24/09/13	3,00	3,39	4,15	1,09	0,97	1,08	1,94	0,32	4,29	3,70	3,69	5,25	5,05	6,07	3,64	4,07	3,73	2,57	2,75
25/09/13	2,50	3,02	3,47	0,71	0,58	0,65	1,99	-1,67	3,66	3,17	3,14	4,43	4,25	5,14	3,42	3,77	3,45	2,52	2,86
26/09/13	1,30	2,47	3,40	0,07	0,06	0,07	1,70	-4,33	3,66	3,09	3,05	4,38	4,16	5,12	2,76	2,81	2,55	2,65	3,32
27/09/13	1,50	2,16	2,21	0,03	0,02	0,03	0,97	-1,50	2,33	1,97	1,93	2,82	2,68	3,31	1,93	1,95	1,78	2,76	3,29
28/09/13	1,75	2,62	3,49	-0,67	-0,60	-0,66	1,06	-1,84	3,76	3,07	2,88	4,51	4,24	5,31	3,08	2,92	2,64	2,86	3,79
29/09/13	1,50	3,07	3,80	3,45	2,94	3,27	0,99	6,13	3,38	2,91	3,23	4,49	4,34	5,30	1,51	1,53	1,48	3,46	2,85
30/09/13	1,45	3,26	0,63	3,84	3,27	3,64	0,98	6,92	0,60	0,53	0,91	0,74	0,72	0,77	1,66	1,70	1,65	3,52	2,78
Total	79,56	96,85	60,07	73,86	68,59	75,87	66,56	80,56	62,35	57,04	64,47	74,31	71,45	78,93	71,29	78,44	73,14	85,69	79,72

Table. 28 *: l'évaporation mesurée et calculée à l'étang Cistude pour le mois d'octobre 2013*

Date	Mesurée	Aldomany	B-E	Meyer	Rohwer	Penman-1	Romanenko	Konstantinov	Penman-2	P-M (T°air)	P-M (T°eau)	P-T	D-K	B-S	J-H	S-S	Makkink	Boyd	Thornthwaite
01/10/13	1,60	2,66	-2,05	1,63	1,41	1,58	0,95	3,01	-1,88	-1,61	-1,50	-2,51	-2,42	-3,16	1,87	2,01	1,89	2,87	2,43
02/10/13	1,55	2,33	0,48	1,38	1,13	1,28	1,02	6,20	0,51	0,42	0,45	0,59	0,56	0,60	1,45	1,54	1,44	2,85	2,51
03/10/13	2,57	3,11	3,43	1,52	1,34	1,50	1,49	1,42	3,44	2,88	2,95	4,28	4,07	4,98	2,78	2,67	2,48	3,08	3,00
04/10/13	2,06	2,65	-0,31	1,42	1,40	1,53	2,16	0,86	-0,15	0,09	0,08	-0,39	-0,37	-0,83	1,65	1,60	1,48	2,92	3,01
05/10/13	2,00	2,12	-0,86	0,91	0,83	0,93	0,63	1,11	-0,80	-0,64	-0,55	-1,07	-1,03	-1,39	1,29	1,43	1,33	2,65	2,36
06/10/13	1,30	2,66	0,97	1,88	1,72	1,92	1,00	2,74	0,95	0,88	1,12	1,17	1,15	1,26	1,66	2,07	1,95	2,60	1,89
07/10/13	1,65	3,06	2,12	1,95	1,75	1,96	1,23	2,80	2,04	1,83	2,04	2,57	2,52	2,93	2,24	2,80	2,63	2,58	1,89
08/10/13	1,20	2,16	0,10	1,40	1,25	1,40	1,51	1,44	0,18	0,21	0,29	0,12	0,11	-0,07	1,23	1,46	1,35	2,49	2,10
09/10/13	1,30	1,88	-0,04	1,27	1,09	1,23	1,00	2,22	0,01	0,03	0,11	-0,05	-0,05	-0,20	0,93	1,17	1,09	2,43	1,92
10/10/13	2,35	2,67	1,04	1,92	2,02	2,20	1,92	2,01	1,15	1,23	1,46	1,29	1,25	1,14	1,53	1,89	1,76	2,42	1,98
11/10/13	2,55	2,48	-1,05	2,12	2,31	2,51	1,43	2,79	-0,85	-0,36	0,18	-1,26	-1,26	-1,90	0,93	1,71	1,63	1,97	1,08
12/10/13	1,60	1,56	-0,10	1,36	1,28	1,42	0,91	2,05	-0,04	0,05	0,26	-0,12	-0,12	-0,31	0,55	1,03	0,98	1,88	1,06
13/10/13	1,70	1,35	-0,18	1,33	1,11	1,26	0,42	8,19	-0,14	-0,13	-0,03	-0,21	-0,21	-0,31	0,34	1,08	1,05	1,68	0,56
14/10/13	2,10	1,82	2,77	0,89	0,84	0,93	0,89	0,96	2,75	2,45	2,54	3,44	3,38	4,00	1,07	1,56	1,45	2,03	1,54
15/10/13	1,75	1,72	1,36	0,59	0,60	0,66	0,77	0,52	1,41	1,25	1,28	1,71	1,67	1,91	0,87	1,11	1,03	2,21	1,93
16/10/13	1,50	1,22	-0,12	0,30	0,29	0,32	0,36	0,26	-0,10	-0,06	-0,04	-0,15	-0,15	-0,24	0,41	0,52	0,48	2,24	1,97
17/10/13	1,60	1,90	-0,65	2,08	2,00	2,21	3,14	1,37	-0,44	-0,07	-0,03	-0,81	-0,79	-1,52	0,51	0,66	0,61	2,21	1,89
18/10/13	1,35	1,56	-0,03	0,94	0,80	0,90	0,56	2,52	0,00	0,01	0,08	-0,04	-0,04	-0,12	0,82	1,23	1,15	2,10	1,46
19/10/13	1,50	1,78	1,29	0,71	0,60	0,67	0,72	1,81	1,29	1,18	1,20	1,60	1,57	1,85	1,25	1,74	1,62	2,11	1,65
20/10/13	1,80	1,80	2,14	0,40	0,37	0,41	1,18	-0,28	2,26	1,96	1,91	2,73	2,62	3,12	1,17	1,34	1,23	2,37	2,34
21/10/13	2,00	2,22	1,40	0,95	0,88	0,97	1,05	0,89	1,43	1,29	1,35	1,74	1,69	1,95	1,57	1,91	1,77	2,39	2,06
22/10/13	2,00	1,93	1,28	0,46	0,41	0,46	1,20	-0,38	1,37	1,20	1,17	1,63	1,56	1,81	1,39	1,55	1,43	2,45	2,42
23/10/13	1,50	2,03	-0,11	0,63	0,68	0,74	2,67	-0,02	0,11	0,53	0,12	-0,14	-0,14	-0,74	1,02	1,09	0,99	2,36	2,69
24/10/13	1,97	2,17	0,75	1,01	0,98	1,08	1,07	0,97	0,80	0,78	0,87	0,93	0,91	0,94	1,41	1,82	1,69	2,27	1,88
25/10/13	2,00	2,36	2,48	0,86	0,80	0,89	2,40	-0,39	2,72	2,39	2,28	3,18	3,04	3,49	1,88	2,04	1,86	2,45	2,60
26/10/13	0,90	1,50	0,07	0,33	0,29	0,32	0,60	0,03	0,10	0,10	0,10	0,09	0,08	0,03	0,73	0,83	0,76	2,45	2,32
27/10/13	1,70	2,44	0,76	0,99	1,15	1,24	1,61	1,12	0,92	1,08	0,97	0,96	0,92	0,71	1,30	1,46	1,34	2,46	2,41
28/10/13	1,50	1,81	-2,08	0,68	0,85	0,90	2,03	0,75	-1,96	-0,70	-1,17	-2,68	-2,58	-3,91	0,34	0,40	0,37	2,14	2,23
29/10/13	1,70	1,62	-0,62	0,70	0,73	0,80	1,08	0,59	-0,54	-0,26	-0,25	-0,78	-0,76	-1,17	0,83	1,26	1,16	1,86	1,50
30/10/13	1,60	1,33	-0,11	1,07	0,94	1,06	0,61	2,59	-0,07	-0,04	0,09	-0,13	-0,13	-0,25	0,51	1,13	1,07	1,70	0,86
31/10/13	1,90	1,65	1,22	1,10	0,87	1,00	0,55	10,00	1,13	1,10	1,12	1,45	1,47	1,68	0,64	1,72	1,65	1,63	0,68
Total	53,80	63,56	15,35	34,78	32,74	36,26	38,16	60,13	17,60	19,07	20,44	19,12	18,52	16,32	36,19	45,85	42,75	71,85	60,19

Table. 29 *: l'évaporation mesurée et calculée à l'étang Cistude pour le mois de novembre 2013*

Date	Mesurée	Aldomany	B-E	Meyer	Rohwer	Penman-1	Romanenko	Konstantinov	Penman-2	P-M (T°air)	P-M (T°eau)	P-T	D-K	B-S	J-H	S-S	Makkink	Boyd	Thornthwaite
01/11/13	1,30	1,39	0,93	0,96	0,78	0,88	1,21	2,04	0,96	0,91	0,94	1,15	1,15	1,24	0,70	1,33	1,25	1,73	0,93
02/11/13	0,90	1,31	0,45	0,09	0,11	0,11	1,00	-0,14	0,56	0,68	0,39	0,58	0,57	0,43	0,53	0,78	0,72	1,78	1,39
03/11/13	2,77	2,05	2,32	1,00	1,09	1,17	1,09	1,15	2,37	2,07	2,17	2,90	2,84	3,22	1,05	1,50	1,40	2,09	1,39
04/11/13	1,10	1,92	-0,29	0,79	0,96	1,02	1,11	1,11	-0,18	0,25	0,21	-0,37	-0,36	-0,82	0,73	1,07	1,00	1,94	1,35
05/11/13	0,70	0,82	-1,30	0,67	0,66	0,72	0,50	0,84	-1,23	-0,97	-0,85	-1,61	-1,60	-2,05	0,20	0,37	0,35	1,72	0,93
06/11/13	1,00	1,42	0,99	-0,25	-0,30	-0,32	0,97	-0,61	1,14	1,11	0,60	1,28	1,24	1,23	0,39	0,52	0,47	1,93	1,65
07/11/13	2,00	1,65	1,20	0,04	0,04	0,05	1,11	-0,22	1,35	1,27	0,93	1,55	1,50	1,57	0,72	0,90	0,82	2,12	1,79
08/11/13	2,60	1,62	0,53	0,45	0,48	0,52	1,01	0,33	0,62	0,68	0,59	0,68	0,66	0,58	0,65	0,82	0,75	2,21	1,72
09/11/13	2,00	1,42	-1,64	1,03	1,09	1,19	0,92	1,24	-1,52	-1,01	-0,83	-2,03	-2,02	-2,69	0,44	0,77	0,72	1,84	1,04
10/11/13	1,70	1,45	-0,88	0,15	0,19	0,21	0,75	0,15	-0,82	-0,22	-0,50	-1,12	-1,11	-1,67	0,35	0,57	0,53	1,63	1,16
11/11/13	1,10	1,40	0,35	1,19	1,12	1,23	0,81	1,79	0,37	0,43	0,65	0,43	0,43	0,36	0,41	1,19	1,14	1,53	0,55
12/11/13	0,95	0,93	0,76	0,78	0,60	0,69	1,17	7,38	0,80	0,73	0,73	0,95	0,95	1,02	0,44	0,82	0,77	1,67	0,94
13/11/13	0,80	0,99	0,36	0,43	0,45	0,50	0,52	0,46	0,39	0,42	0,46	0,45	0,45	0,42	0,25	0,42	0,39	1,80	1,14
14/11/13	1,25	0,75	-1,30	0,92	0,85	0,94	0,51	1,59	-1,18	-1,01	-0,83	-1,57	-1,59	-1,99	0,18	0,52	0,49	1,49	0,55
15/11/13	1,40	1,19	-0,55	0,74	0,90	0,97	0,65	1,18	-0,48	-0,08	0,08	-0,68	-0,69	-1,08	0,24	0,69	0,66	1,26	0,56
16/11/13	1,30	0,57	-0,40	0,53	0,56	0,61	0,50	0,69	-0,36	-0,17	-0,06	-0,50	-0,51	-0,74	0,14	0,58	0,56	1,05	0,38
17/11/13	0,70	0,83	0,50	0,70	0,78	0,85	0,81	0,91	0,56	0,67	0,76	0,62	0,64	0,50	0,17	0,61	0,58	1,10	0,45
18/11/13	0,60	0,11	-0,03	0,52	0,46	0,51	0,42	1,05	0,00	0,03	0,09	-0,03	-0,03	-0,11	0,07	0,32	0,31	1,07	0,34
19/11/13	0,70	0,07	-0,10	0,53	0,50	0,55	0,32	0,90	-0,08	-0,03	0,09	-0,12	-0,13	-0,22	0,04	0,21	0,20	1,06	0,31
20/11/13	0,80	0,53	0,05	0,58	0,62	0,67	0,52	0,78	0,09	0,20	0,33	0,06	0,06	-0,07	0,08	0,63	0,62	0,89	0,24
21/11/13	0,80	0,44	0,13	0,35	0,40	0,43	0,58	0,41	0,18	0,33	0,30	0,16	0,16	-0,01	0,09	0,43	0,42	0,84	0,33
22/11/13	0,80	0,23	0,19	0,42	0,46	0,50	0,50	0,52	0,23	0,33	0,37	0,24	0,25	0,13	0,05	0,31	0,30	0,83	0,27
23/11/13	0,50	0,21	0,06	0,33	0,38	0,40	0,65	0,33	0,11	0,29	0,23	0,08	0,08	-0,12	0,04	0,19	0,18	0,85	0,36
24/11/13	1,00	0,47	0,20	0,31	0,37	0,39	0,74	0,32	0,27	0,47	0,33	0,25	0,26	0,02	0,08	0,29	0,28	0,88	0,43
25/11/13	1,55	1,07	1,11	0,50	0,59	0,64	0,99	0,60	1,22	1,24	1,11	1,41	1,43	1,34	0,28	0,87	0,82	1,01	0,53
26/11/13	1,40	0,59	-0,02	0,50	0,54	0,59	0,91	0,46	0,05	0,29	0,24	-0,03	-0,03	-0,31	0,14	0,66	0,62	0,86	0,37
27/11/13	1,40	0,91	0,79	0,63	0,67	0,73	1,33	0,46	0,91	1,07	0,96	1,01	1,03	0,84	0,25	1,00	0,94	0,85	0,42
28/11/13	1,30	0,53	1,51	0,91	0,79	0,89	0,53	2,57	1,39	1,40	1,55	1,78	1,87	2,06	-0,08	0,72	0,72	0,88	0,04
29/11/13	0,40	-0,15	-0,07	0,40	0,32	0,37	0,77	0,13	-0,03	-0,02	-0,02	-0,09	-0,09	-0,22	0,05	0,31	0,30	0,81	0,29
30/11/13	0,70	0,14	0,90	-0,07	-0,07	-0,07	0,43	-0,36	0,96	0,88	0,75	1,16	1,17	1,29	0,14	0,38	0,35	1,01	0,60
Total	35,52	26,88	6,75	16,16	16,41	17,94	23,31	28,06	8,64	12,23	11,79	8,57	8,55	4,16	8,80	19,77	18,64	40,71	22,46

Table. 30 : *l'évaporation mesurée et calculée à l'étang Cistude pour le mois de décembre 2013*

Date	Mesurée	Aldomany	B-E	Meyer	Rohwer	Penman-1	Romanenko	Konstantinov	Penman-2	P-M (T°air)	P-M (T°eau)	P-T	D-K	B-S	J-H	S-S	Makkink	Boyd	Thornthwaite
01/12/13	0,35	0,29	0,00	0,24	0,25	0,27	0,53	0,13	0,04	0,15	0,11	0,00	0,00	-0,14	0,13	0,50	0,48	0,90	0,39
02/12/13	0,60	0,60	0,25	0,32	0,38	0,41	0,81	0,29	0,32	0,52	0,38	0,31	0,32	0,10	0,16	0,54	0,51	0,89	0,43
03/12/13	0,45	0,42	0,84	0,53	0,46	0,52	0,47	1,58	0,83	0,83	0,88	1,03	1,06	1,17	0,05	0,89	0,88	0,83	0,15
04/12/13	0,05	0,02	1,62	0,72	0,58	0,66	0,32	10,00	1,47	1,54	1,56	1,90	1,99	2,25	-0,07	0,43	0,44	0,79	0,01
05/12/13	0,15	-0,44	0,13	0,24	0,20	0,23	0,19	2,20	0,13	0,13	0,14	0,16	0,16	0,16	0,01	0,26	0,26	0,72	0,15
06/12/13	0,35	-0,20	0,59	-0,02	-0,02	-0,02	0,45	-0,61	0,63	0,62	0,55	0,76	0,76	0,83	0,09	0,31	0,30	0,84	0,44
07/12/13	0,45	0,41	1,07	0,56	0,47	0,53	0,50	3,08	1,04	1,05	1,08	1,31	1,35	1,51	0,06	0,88	0,87	0,86	0,16
08/12/13	0,45	0,43	0,87	0,55	0,46	0,52	0,58	2,21	0,86	0,87	0,90	1,06	1,10	1,20	0,03	0,95	0,94	0,78	0,14
09/12/13	0,15	0,37	1,75	0,66	0,54	0,60	0,40	9,29	1,62	1,69	1,72	2,09	2,18	2,46	-0,11	0,85	0,87	0,74	0,02
10/12/13	0,15	0,30	1,59	0,60	0,47	0,54	0,44	160,33	1,49	1,56	1,56	1,91	1,99	2,25	-0,09	0,85	0,86	0,72	0,04
11/12/13	0,15	0,31	1,76	0,62	0,49	0,56	0,45	36,66	1,65	1,72	1,73	2,10	2,20	2,48	-0,11	0,84	0,86	0,71	0,03
12/12/13	0,15	0,02	1,33	0,56	0,44	0,50	0,42	65,95	1,26	1,32	1,32	1,60	1,67	1,88	-0,07	0,60	0,60	0,68	0,03
13/12/13	0,15	0,03	1,33	0,49	0,38	0,44	0,36	58,05	1,27	1,33	1,33	1,61	1,68	1,90	-0,06	0,67	0,67	0,68	0,05
14/12/13	0,10	-0,65	0,14	-0,45	-0,39	-0,44	0,30	-2,63	0,17	0,17	0,07	0,19	0,19	0,18	0,08	0,24	0,22	0,67	0,50
15/12/13	0,25	0,09	1,37	0,23	0,18	0,21	0,28	1,34	1,36	1,37	1,38	1,71	1,76	2,03	0,12	0,82	0,79	0,82	0,24
16/12/13	0,35	0,34	1,13	0,55	0,44	0,51	0,43	8,41	1,09	1,12	1,13	1,37	1,43	1,60	-0,01	0,89	0,88	0,80	0,10
17/12/13	0,60	0,12	0,72	0,49	0,42	0,47	0,46	1,71	0,71	0,72	0,76	0,88	0,91	0,99	0,03	0,62	0,61	0,79	0,14
18/12/13	0,80	0,22	1,23	-0,32	-0,30	-0,33	1,23	-2,36	1,44	1,39	1,16	1,66	1,64	1,80	0,43	0,85	0,77	0,94	0,87
19/12/13	0,50	1,13	1,89	0,02	0,02	0,03	1,30	-0,36	2,14	1,98	1,49	2,47	2,45	2,57	0,53	0,95	0,88	1,26	0,97
20/12/13	0,45	0,53	0,01	0,47	0,40	0,45	0,53	1,32	0,04	0,05	0,07	0,02	0,02	-0,06	0,24	0,94	0,91	1,07	0,38
21/12/13	0,55	0,12	-0,40	0,53	0,47	0,53	0,64	0,93	-0,35	-0,30	-0,26	-0,49	-0,50	-0,70	0,06	0,46	0,45	0,86	0,23
22/12/13	0,70	0,40	0,26	-0,01	-0,01	-0,01	0,89	-0,37	0,35	0,54	0,20	0,34	0,34	0,12	0,17	0,47	0,44	0,87	0,57
23/12/13	0,80	1,08	2,35	-0,14	-0,17	-0,19	0,93	-0,52	2,58	2,19	1,75	3,07	3,03	3,40	0,51	0,92	0,85	1,29	0,96
24/12/13	0,70	1,31	-0,30	0,32	0,43	0,46	1,81	0,35	-0,09	0,82	0,00	-0,40	-0,39	-1,36	0,12	0,20	0,18	1,30	1,05
25/12/13	0,80	1,18	0,65	0,19	0,23	0,24	0,87	0,09	0,76	0,84	0,58	0,83	0,83	0,70	0,41	0,76	0,70	1,38	0,91
26/12/13	1,00	0,76	-0,52	0,40	0,44	0,48	0,52	0,46	-0,47	-0,26	-0,22	-0,65	-0,65	-0,92	0,26	0,77	0,72	1,13	0,50
27/12/13	1,10	0,85	-0,08	-0,48	-0,62	-0,65	1,41	-1,23	0,07	0,60	-0,33	-0,10	-0,10	-0,68	0,31	0,55	0,50	1,06	1,01
28/12/13	1,00	1,31	1,43	0,99	1,28	1,36	0,76	1,70	1,47	1,32	1,57	1,77	1,78	1,82	0,17	0,39	0,37	1,44	0,67
29/12/13	0,50	0,72	-1,08	0,61	0,68	0,74	0,47	0,88	-1,01	-0,66	-0,50	-1,34	-1,37	-1,77	0,15	0,60	0,58	1,07	0,36
30/12/13	0,40	0,52	-0,46	0,45	0,51	0,56	0,99	0,37	-0,39	-0,03	-0,13	-0,59	-0,60	-1,02	0,13	0,47	0,44	0,91	0,43
31/12/13	0,50	0,92	0,46	0,57	0,68	0,73	1,93	0,37	0,67	1,13	0,68	0,61	0,61	0,09	0,28	0,64	0,59	0,97	0,70
Total	14,70	13,50	21,94	10,48	9,83	10,90	21,68	359,61	23,15	26,33	22,67	27,19	27,85	26,86	4,00	20,13	19,42	28,78	12,63

Table. 31 *: l'évaporation mesurée et calculée à l'étang Cistude pour le mois de janvier 2014*

Date	Mesurée	Aldomany	B-E	Meyer	Rohwer	Penman-1	Romanenko	Konstantinov	Penman-2	P-M (T°air)	P-M (T°eau)	P-T	D-K	B-S	J-H	S-S	Makkink	Boyd	Thornthwaite
01/01/14	0,80	0,97	0,79	-0,09	-0,12	-0,12	1,27	-0,47	1,00	1,19	0,53	1,05	1,04	0,75	0,29	0,56	0,51	1,11	0,94
02/01/14	0,80	1,22	0,99	0,13	0,17	0,18	1,16	0,00	1,17	1,26	0,78	1,28	1,27	1,08	0,32	0,59	0,54	1,31	1,01
03/01/14	0,90	1,27	0,20	-0,13	-0,18	-0,19	1,29	-0,51	0,37	0,79	0,06	0,26	0,26	-0,24	0,38	0,64	0,59	1,30	1,13
04/01/14	0,90	1,53	0,82	1,09	1,39	1,48	1,31	1,72	0,95	1,17	1,21	1,03	1,02	0,72	0,30	0,59	0,56	1,50	0,89
05/01/14	0,60	0,77	-1,33	0,21	0,25	0,27	0,69	0,15	-1,29	-0,71	-0,88	-1,69	-1,70	-2,29	0,21	0,50	0,47	1,14	0,69
06/01/14	0,40	0,87	0,45	-0,30	-0,38	-0,40	1,49	-0,90	0,65	1,00	0,18	0,60	0,59	0,17	0,20	0,33	0,30	1,26	1,21
07/01/14	0,50	0,68	0,76	-0,07	-0,08	-0,08	1,28	-0,83	0,90	0,95	0,64	0,99	0,97	0,93	0,34	0,55	0,50	1,41	1,21
08/01/14	0,60	0,67	0,73	0,03	0,02	0,03	1,31	-1,69	0,85	0,81	0,69	0,95	0,93	0,96	0,42	0,65	0,59	1,54	1,30
09/01/14	0,50	0,60	-0,57	0,22	0,22	0,24	1,27	-0,46	-0,52	-0,27	-0,44	-0,74	-0,73	-1,14	0,19	0,32	0,30	1,47	1,13
10/01/14	0,30	0,67	-0,02	0,29	0,24	0,27	0,89	-1,27	0,02	0,01	0,00	-0,03	-0,03	-0,14	0,47	0,97	0,91	1,34	0,84
11/01/14	0,20	0,23	-0,11	0,27	0,23	0,26	0,63	-0,23	-0,08	-0,07	-0,08	-0,14	-0,14	-0,26	0,12	0,26	0,24	1,38	0,82
12/01/14	0,25	0,66	0,41	0,11	0,09	0,11	0,59	-1,01	0,44	0,43	0,41	0,52	0,52	0,55	0,53	1,13	1,05	1,28	0,81
13/01/14	0,40	0,51	0,53	0,13	0,12	0,13	0,62	-0,44	0,58	0,57	0,52	0,68	0,68	0,72	0,34	0,67	0,62	1,35	0,88
14/01/14	0,80	1,18	0,26	0,52	0,58	0,63	0,74	0,58	0,32	0,45	0,46	0,33	0,33	0,18	0,44	1,16	1,10	1,20	0,61
15/01/14	0,60	0,28	-0,58	0,57	0,58	0,64	0,50	0,78	-0,53	-0,37	-0,26	-0,72	-0,74	-0,99	0,07	0,28	0,27	1,06	0,37
16/01/14	0,70	0,56	0,48	-0,19	-0,22	-0,23	0,66	-0,56	0,56	0,62	0,29	0,62	0,62	0,55	0,25	0,52	0,49	1,12	0,82
17/01/14	1,00	1,12	0,92	0,27	0,31	0,34	1,00	0,07	1,04	1,08	0,88	1,19	1,19	1,14	0,52	1,20	1,13	1,12	0,72
18/01/14	0,20	0,46	0,28	0,44	0,37	0,41	0,88	0,08	0,32	0,31	0,31	0,35	0,36	0,31	0,26	0,87	0,84	1,04	0,48
19/01/14	0,30	0,23	0,84	0,16	0,13	0,15	0,58	-1,10	0,88	0,85	0,84	1,07	1,07	1,22	0,25	0,61	0,58	1,18	0,68
20/01/14	0,50	0,24	-0,11	0,55	0,53	0,58	0,32	1,06	-0,08	-0,04	0,07	-0,13	-0,13	-0,22	0,08	0,32	0,31	1,15	0,39
21/01/14	0,60	0,30	-0,15	0,44	0,41	0,45	0,47	0,68	-0,12	-0,07	-0,02	-0,18	-0,18	-0,30	0,14	0,60	0,57	1,01	0,37
22/01/14	0,30	-0,20	-0,12	0,53	0,42	0,47	0,28	0,40	-0,10	-0,11	-0,11	-0,14	-0,15	-0,20	0,01	0,23	0,23	0,92	0,17
23/01/14	0,50	-0,11	0,25	0,01	0,00	0,01	0,23	-0,36	0,27	0,26	0,24	0,32	0,32	0,34	0,13	0,47	0,44	0,90	0,44
24/01/14	0,60	-0,05	0,50	0,00	0,00	0,00	0,34	-0,30	0,53	0,51	0,45	0,64	0,64	0,70	0,07	0,19	0,18	1,06	0,60
25/01/14	0,60	-0,11	0,06	0,16	0,13	0,15	0,22	0,34	0,07	0,07	0,08	0,08	0,08	0,07	0,09	0,29	0,27	1,08	0,50
26/01/14	0,70	0,11	0,33	-0,21	-0,20	-0,23	0,32	-0,66	0,36	0,36	0,23	0,42	0,42	0,44	0,15	0,32	0,30	1,17	0,79
27/01/14	0,90	1,48	0,86	0,38	0,49	0,52	0,86	0,51	0,97	1,02	0,85	1,10	1,11	0,98	0,50	1,21	1,14	1,15	0,69
28/01/14	0,50	0,63	-0,56	0,45	0,55	0,58	0,56	0,63	-0,51	-0,17	-0,14	-0,70	-0,71	-1,05	0,11	0,49	0,47	0,92	0,37
29/01/14	0,50	0,19	0,27	0,20	0,21	0,22	0,54	0,03	0,31	0,37	0,31	0,34	0,34	0,28	0,11	0,36	0,35	0,97	0,49
30/01/14	0,50	0,34	0,87	0,21	0,20	0,22	0,40	0,08	0,89	0,86	0,86	1,10	1,11	1,26	0,24	0,75	0,72	1,05	0,50
31/01/14	0,50	0,65	0,94	0,51	0,46	0,51	0,51	0,98	0,94	0,92	0,97	1,16	1,18	1,32	0,24	0,99	0,96	1,08	0,39
Total	17,45	17,97	8,99	6,86	6,94	7,57	23,22	-2,70	11,16	14,03	9,92	11,59	11,54	7,84	7,78	18,62	17,54	36,60	22,22

Table. 32 : *l'évaporation mesurée et calculée à l'étang Cistude pour le mois de février 2014*

Date	Mesurée	Aldomany	B-É	Meyer	Rohwer	Penman-1	Romanenko	Konstantinov	Penman-2	P-M (T°air)	P-M (T°eau)	P-T	D-K	B-S	J-H	S-S	Makkink	Boyd	Thornthwaite
01/02/14	0,80	1,10	0,76	0,33	0,38	0,40	1,02	0,31	0,88	0,97	0,73	0,97	0,97	0,82	0,31	0,71	0,67	1,30	0,84
02/02/14	0,60	0,93	0,54	0,54	0,51	0,56	0,64	0,57	0,57	0,60	0,66	0,67	0,68	0,67	0,29	1,20	1,15	1,10	0,43
03/02/14	0,90	0,93	1,39	0,65	0,51	0,57	0,94	0,79	1,40	1,38	1,41	1,73	1,76	1,96	0,32	1,35	1,30	1,12	0,43
04/02/14	1,40	1,34	1,46	0,50	0,53	0,56	1,30	0,34	1,60	1,58	1,39	1,87	1,88	1,90	0,55	1,42	1,34	1,17	0,72
05/02/14	1,40	1,55	1,00	0,85	1,02	1,07	1,91	1,12	1,23	1,57	1,17	1,29	1,28	0,81	0,43	0,92	0,86	1,29	0,91
06/02/14	1,30	1,07	0,15	0,24	0,27	0,29	1,36	0,05	0,28	0,65	0,24	0,20	0,20	-0,21	0,39	0,88	0,82	1,16	0,85
07/02/14	1,80	2,25	2,55	0,70	0,87	0,91	2,80	0,89	3,13	3,14	2,12	3,38	3,31	2,89	1,01	1,59	1,45	1,49	1,43
08/02/14	1,40	1,24	-0,25	0,76	0,89	0,94	1,52	0,97	-0,11	0,47	0,24	-0,32	-0,32	-0,94	0,24	0,49	0,46	1,43	0,95
09/02/14	1,20	1,11	-0,36	0,54	0,61	0,65	0,79	0,70	-0,30	0,07	0,04	-0,46	-0,47	-0,84	0,27	0,88	0,84	1,12	0,54
10/02/14	0,80	0,24	0,24	0,47	0,43	0,46	0,69	0,38	0,28	0,33	0,36	0,30	0,31	0,24	0,09	0,29	0,28	1,21	0,56
11/02/14	0,85	0,32	-0,27	0,30	0,29	0,31	0,64	0,15	-0,23	-0,08	-0,11	-0,34	-0,35	-0,56	0,15	0,56	0,53	1,01	0,47
12/02/14	1,00	0,66	0,92	0,21	0,20	0,22	0,65	-0,02	0,98	0,95	0,88	1,17	1,19	1,27	0,29	1,09	1,04	0,95	0,47
13/02/14	1,45	1,46	2,32	0,33	0,40	0,42	1,06	0,39	2,51	2,07	1,76	2,98	2,96	3,17	0,43	0,87	0,81	1,42	0,97
14/02/14	0,70	0,77	0,11	0,29	0,28	0,31	0,94	0,01	0,18	0,32	0,21	0,14	0,14	-0,04	0,35	0,80	0,75	1,32	0,83
15/02/14	1,65	1,29	1,17	0,42	0,48	0,51	1,44	0,41	1,36	1,44	1,05	1,51	1,49	1,32	0,29	0,50	0,46	1,61	1,23
16/02/14	0,95	1,50	0,39	0,42	0,43	0,47	1,12	0,27	0,49	0,66	0,50	0,50	0,50	0,30	0,72	1,61	1,50	1,33	0,85
17/02/14	1,35	1,62	2,03	0,75	0,68	0,74	1,27	0,47	2,10	1,99	1,99	2,56	2,57	2,86	0,79	1,90	1,79	1,40	0,76
18/02/14	0,90	1,02	1,03	0,94	0,76	0,85	1,14	1,22	1,05	1,03	1,09	1,27	1,28	1,37	0,39	1,02	0,97	1,51	0,69
19/02/14	0,70	0,78	0,12	0,28	0,27	0,29	0,80	0,03	0,17	0,27	0,20	0,15	0,15	0,01	0,38	0,83	0,77	1,41	0,87
20/02/14	0,60	0,85	0,59	0,39	0,39	0,43	0,98	0,24	0,67	0,75	0,63	0,75	0,75	0,66	0,24	0,47	0,43	1,57	1,04
21/02/14	1,55	1,72	1,12	0,55	0,60	0,64	0,97	0,60	1,21	1,18	1,10	1,42	1,42	1,41	0,77	1,59	1,49	1,50	0,92
22/02/14	1,10	1,01	-0,26	0,71	0,76	0,82	0,84	0,89	-0,19	0,11	0,18	-0,32	-0,33	-0,65	0,24	0,63	0,60	1,36	0,68
23/02/14	1,50	1,60	2,01	0,38	0,35	0,38	1,25	-0,11	2,15	2,01	1,89	2,59	2,58	2,88	0,99	2,08	1,94	1,37	0,91
24/02/14	1,70	1,85	2,77	1,00	0,87	0,96	1,68	0,57	2,85	2,67	2,68	3,48	3,48	3,93	1,01	2,02	1,89	1,63	0,97
25/02/14	1,70	1,74	0,69	1,23	1,37	1,46	2,53	1,39	0,94	1,45	1,11	0,89	0,87	0,28	0,57	0,92	0,84	1,73	1,34
26/02/14	1,40	1,50	0,08	0,79	0,80	0,87	0,87	0,91	0,14	0,32	0,42	0,10	0,10	-0,11	0,55	1,44	1,37	1,41	0,68
27/02/14	1,40	1,17	0,59	1,08	1,10	1,19	0,97	1,32	0,64	0,74	0,95	0,73	0,74	0,62	0,28	0,75	0,71	1,48	0,65
28/02/14	1,50	1,63	0,61	0,69	0,80	0,85	0,97	0,96	0,70	0,84	0,81	0,77	0,77	0,57	0,52	1,23	1,16	1,39	0,78
Total	33,60	34,23	23,50	16,32	16,87	18,13	33,07	15,82	26,69	29,49	25,71	29,98	29,94	26,58	12,84	30,02	28,24	37,77	22,77

Table. 33 : *l'évaporation mesurée et calculée à l'étang Cistude pour le mois de mars 2014*

Date	Mesurée	Aldomany	B-E	Meyer	Rohwer	Penman-1	Romanenko	Konstantinov	Penman-2	P-M (T°air)	P-M (T°eau)	P-T	D-K	B-S	J-H	S-S	Makkink	Boyd	Thornthwaite
01/03/14	1,95	2,14	1,60	0,94	1,21	1,28	1,06	1,52	1,69	1,61	1,69	2,00	2,02	1,97	0,65	1,85	1,76	1,18	0,72
02/03/14	1,65	1,76	2,45	0,98	0,91	1,01	1,02	1,49	2,38	2,29	2,39	2,98	3,03	3,43	0,58	1,96	1,90	1,27	0,59
03/03/14	2,00	1,87	1,28	1,13	1,47	1,54	1,28	1,82	1,40	1,49	1,58	1,61	1,61	1,42	0,53	1,24	1,18	1,34	0,90
04/03/14	1,45	1,48	0,77	0,69	0,80	0,86	0,82	0,89	0,83	0,88	0,96	0,97	0,98	0,92	0,50	1,43	1,37	1,19	0,71
05/03/14	1,70	1,54	2,38	1,00	0,90	1,00	1,04	1,65	2,32	2,22	2,31	2,91	2,94	3,34	0,60	1,60	1,52	1,42	0,76
06/03/14	1,90	2,39	2,94	1,30	1,19	1,33	1,50	1,70	2,87	2,74	2,85	3,59	3,62	4,08	1,04	2,53	2,40	1,50	0,84
07/03/14	1,25	2,44	2,89	1,39	1,21	1,37	1,34	2,73	2,75	2,64	2,76	3,48	3,52	4,00	1,00	2,54	2,42	1,57	0,79
08/03/14	1,55	2,49	3,02	1,35	1,16	1,31	1,80	1,88	3,00	2,84	2,90	3,72	3,73	4,25	1,38	2,70	2,54	1,66	1,10
09/03/14	1,80	2,83	3,70	1,39	1,27	1,42	2,38	0,69	3,81	3,53	3,54	4,64	4,59	5,24	2,01	3,18	2,95	1,80	1,51
10/03/14	2,35	2,91	3,78	1,53	1,32	1,49	2,03	1,82	3,75	3,47	3,52	4,66	4,61	5,36	2,01	3,16	2,95	1,95	1,50
11/03/14	2,50	3,29	2,74	1,99	2,30	2,48	2,63	2,41	2,96	2,92	2,98	3,44	3,38	3,40	2,10	3,06	2,83	1,94	1,69
12/03/14	1,90	2,87	2,35	1,53	1,53	1,69	2,32	1,18	2,48	2,40	2,43	2,95	2,90	3,09	1,93	2,97	2,75	1,86	1,57
13/03/14	1,70	2,79	3,22	1,61	1,38	1,56	1,75	2,80	3,13	2,92	3,00	3,93	3,91	4,51	1,73	2,87	2,70	1,97	1,36
14/03/14	1,60	2,85	3,11	1,70	1,49	1,67	1,51	2,92	2,97	2,76	2,89	3,76	3,74	4,33	1,74	2,85	2,68	2,06	1,38
15/03/14	1,30	2,21	0,79	1,97	2,01	2,21	1,27	2,51	0,81	0,89	1,32	0,95	0,95	0,87	0,84	1,42	1,34	2,08	1,30
16/03/14	1,25	1,46	-0,97	0,98	0,91	1,02	0,66	1,57	-0,87	-0,72	-0,56	-1,18	-1,19	-1,54	0,61	1,34	1,26	1,63	0,95
17/03/14	1,55	2,37	3,26	1,11	0,99	1,11	0,88	2,05	3,12	2,90	3,02	3,97	3,97	4,66	1,36	2,63	2,48	1,77	1,11
18/03/14	2,15	2,83	3,68	1,75	1,67	1,85	1,03	2,62	3,40	3,10	3,42	4,39	4,39	5,11	1,45	2,70	2,57	2,00	1,14
19/03/14	1,70	2,10	0,85	1,34	1,30	1,44	0,85	1,90	0,84	0,83	1,09	1,03	1,03	1,08	0,98	1,87	1,77	1,85	1,11
20/03/14	3,20	3,24	4,41	1,73	1,60	1,79	1,72	2,03	4,25	3,88	4,05	5,38	5,33	6,21	2,18	3,45	3,25	2,04	1,45
21/03/14	1,70	2,55	1,59	1,81	2,06	2,24	2,33	2,13	1,78	1,92	1,99	2,00	1,95	1,77	1,30	1,70	1,57	2,16	1,99
22/03/14	1,60	1,54	-1,52	0,81	0,91	0,98	0,81	1,02	-1,42	-0,91	-0,78	-1,89	-1,88	-2,51	0,61	1,08	1,01	1,69	1,27
23/03/14	1,70	2,83	1,88	1,57	1,85	1,98	1,19	2,32	1,87	1,79	2,21	2,28	2,30	2,36	0,98	2,58	2,48	1,49	0,76
24/03/14	1,70	2,38	2,29	1,48	1,54	1,68	1,13	2,01	2,19	2,07	2,40	2,75	2,79	3,05	0,75	2,21	2,14	1,49	0,66
25/03/14	1,60	1,92	1,89	1,47	1,50	1,64	1,30	1,80	1,86	1,79	2,05	2,30	2,31	2,49	0,70	1,52	1,45	1,66	0,96
26/03/14	1,75	3,18	3,93	2,12	2,33	2,52	1,35	2,88	3,66	3,25	3,82	4,67	4,69	5,29	1,39	2,82	2,71	1,90	1,02
27/03/14	1,60	2,61	1,54	1,66	1,44	1,62	1,49	4,08	1,47	1,44	1,57	1,83	1,85	1,99	0,99	2,53	2,44	1,67	0,77
28/03/14	1,80	2,60	2,71	1,52	1,30	1,46	1,62	3,51	2,61	2,50	2,58	3,28	3,30	3,74	1,21	2,68	2,57	1,67	0,93
29/03/14	2,10	3,16	4,48	2,25	1,96	2,19	2,90	2,77	4,38	4,07	4,16	5,47	5,41	6,22	1,91	2,99	2,82	2,05	1,49
30/03/14	1,40	2,50	2,40	2,12	1,67	1,90	2,27	2,00	2,33	2,10	2,10	2,91	2,87	3,28	1,34	1,91	1,80	2,30	1,68
31/03/14	1,00	1,97	0,51	0,75	0,64	0,72	0,83	1,28	0,54	0,50	0,53	0,63	0,62	0,66	1,45	2,07	1,93	2,06	1,74
Total	54,40	75,08	69,96	44,99	43,81	48,34	46,13	63,99	69,17	66,09	70,75	85,40	85,28	94,09	37,85	71,46	67,53	54,24	35,78

Table. 34 : *l'évaporation mesurée et calculée à l'étang Cistude pour le mois de avril 2014*

Date	Mesurée	Aldomany	B-É	Meyer	Rohwer	Penman-1	Romanenko	Konstantinov	Penman-2	P-M (T°air)	P-M (T°eau)	P-T	D-K	B-S	J-H	S-S	Makkink	Boyd	Thornthwaite
01/04/14	2,05	2,08	2,67	1,17	0,92	1,04	1,10	4,79	2,62	2,37	2,40	3,30	3,22	3,87	1,40	1,83	1,71	2,40	2,26
02/04/14	2,10	2,37	2,09	1,89	1,50	1,69	1,38	9,08	2,00	1,80	1,85	2,53	2,47	2,91	1,36	1,74	1,65	2,61	2,27
03/04/14	1,80	1,94	-0,52	2,15	1,91	2,10	1,53	2,88	-0,40	-0,28	-0,06	-0,63	-0,62	-0,99	0,50	0,63	0,60	2,63	2,28
04/04/14	1,80	1,89	-1,50	1,30	1,33	1,44	0,77	1,59	-1,37	-0,98	-0,69	-1,84	-1,81	-2,39	0,80	1,16	1,10	2,22	1,90
05/04/14	2,45	3,26	3,51	1,41	1,30	1,44	1,50	1,42	3,47	3,13	3,25	4,33	4,27	4,99	2,53	3,74	3,50	2,14	1,87
06/04/14	1,10	2,26	3,25	1,92	1,71	1,90	1,33	2,33	3,12	2,75	2,96	3,96	3,86	4,59	1,05	1,27	1,19	2,68	2,48
07/04/14	3,25	3,41	2,55	1,27	1,26	1,38	1,86	0,97	2,68	2,40	2,41	3,21	3,11	3,52	3,21	3,85	3,55	2,42	2,65
08/04/14	4,40	3,70	2,70	3,46	3,95	4,26	2,14	4,86	2,64	2,55	3,48	3,22	3,18	3,24	1,94	2,72	2,57	2,52	1,94
09/04/14	3,30	3,75	2,53	2,27	2,02	2,26	2,18	2,69	2,46	2,33	2,55	3,05	3,03	3,34	2,44	3,92	3,69	2,19	1,62
10/04/14	4,00	4,35	5,76	3,06	2,99	3,29	3,23	2,93	5,63	5,06	5,38	7,02	6,89	7,86	3,32	4,45	4,17	2,44	2,12
11/04/14	3,00	3,45	3,25	3,01	2,85	3,14	2,17	3,35	3,07	2,82	3,28	3,88	3,82	4,30	2,09	2,80	2,66	2,63	2,07
12/04/14	4,00	4,14	3,41	2,76	2,81	3,07	2,87	2,79	3,46	3,23	3,53	4,19	4,09	4,45	3,29	4,24	3,97	2,46	2,28
13/04/14	4,15	4,55	5,85	3,45	3,34	3,68	2,47	3,78	5,40	4,78	5,36	6,96	6,84	7,93	3,42	4,50	4,27	2,70	2,11
14/04/14	5,50	4,62	4,63	3,55	3,43	3,78	2,17	4,14	4,19	3,77	4,46	5,43	5,37	6,14	3,20	4,47	4,27	2,69	1,90
15/04/14	5,50	5,24	3,68	4,97	5,92	6,36	3,33	7,54	3,58	3,66	4,97	4,34	4,30	4,06	3,02	4,47	4,26	2,53	1,77
16/04/14	4,80	4,82	3,41	3,96	4,38	4,75	3,45	5,07	3,39	3,48	4,21	4,08	4,05	3,95	2,84	4,41	4,17	2,31	1,68
17/04/14	4,50	4,75	5,14	3,75	3,69	4,06	4,12	3,59	5,06	4,75	5,13	6,23	6,14	6,70	3,35	4,68	4,40	2,41	1,99
18/04/14	4,00	3,71	3,52	3,61	3,65	3,99	2,22	4,25	3,25	3,00	3,79	4,13	4,09	4,51	1,98	2,80	2,68	2,65	1,88
19/04/14	4,00	4,08	1,40	3,63	3,88	4,19	2,73	4,51	1,44	1,76	2,57	1,64	1,64	1,28	1,91	3,31	3,17	2,28	1,42
20/04/14	3,80	3,88	3,39	2,93	2,87	3,12	2,45	3,31	3,21	3,05	3,52	4,03	4,01	4,38	2,12	3,56	3,41	2,25	1,50
21/04/14	2,15	2,66	2,58	2,29	1,94	2,16	1,68	4,24	2,43	2,23	2,41	3,09	3,04	3,51	1,43	2,02	1,93	2,49	1,91
22/04/14	3,00	3,26	2,73	2,22	2,03	2,24	1,42	2,87	2,57	2,35	2,66	3,28	3,23	3,73	2,14	3,07	2,92	2,46	1,89
23/04/14	3,85	3,66	4,07	2,63	2,29	2,55	2,21	3,34	3,86	3,49	3,71	4,90	4,81	5,61	2,69	3,54	3,34	2,60	2,15
24/04/14	2,20	2,56	1,14	2,46	2,14	2,39	0,76	4,56	1,03	0,96	1,31	1,33	1,32	1,49	1,17	1,68	1,61	2,65	1,82
25/04/14	2,45	3,00	0,99	2,29	2,39	2,60	1,37	2,79	1,02	1,07	1,59	1,19	1,17	1,12	1,71	2,33	2,20	2,48	2,05
26/04/14	2,25	2,58	0,59	2,24	2,18	2,38	1,34	2,74	0,62	0,70	1,15	0,71	0,70	0,59	1,21	1,84	1,75	2,36	1,73
27/04/14	2,00	2,24	-0,42	1,70	1,92	2,06	0,84	2,42	-0,33	-0,01	0,53	-0,51	-0,51	-0,87	0,85	1,44	1,37	2,07	1,51
28/04/14	2,20	2,38	1,30	1,00	1,14	1,22	0,89	1,34	1,35	1,25	1,43	1,62	1,60	1,69	1,31	2,06	1,93	1,95	1,73
29/04/14	2,00	1,94	2,32	1,07	0,99	1,09	0,96	1,16	2,30	2,05	2,17	2,87	2,81	3,31	1,12	1,58	1,47	2,20	2,01
30/04/14	1,45	2,04	0,31	0,88	0,89	0,97	1,16	0,82	0,39	0,51	0,56	0,39	0,38	0,22	1,22	1,88	1,75	1,93	1,81
Total	93,05	98,55	76,32	74,28	73,63	80,62	57,64	102,14	74,14	70,03	81,87	91,93	90,51	99,03	60,63	85,97	81,26	72,34	58,57

Table. 35 : *l'évaporation mesurée et calculée à l'étang Cistude pour le mois de mai 2014*

Date	Mesurée	Aldomany	B-É	Meyer	Rohwer	Penman-1	Romanenko	Konstantinov	Penman-2	P-M (T°air)	P-M (T°eau)	P-T	D-K	B-S	J-H	S-S	Makkink	Boyd	Thornthwaite
01/05/14	2,25	2,42	3,34	1,58	1,63	1,78	0,92	1,98	3,19	2,76	3,10	4,06	4,00	4,71	1,31	1,89	1,78	2,24	2,10
02/05/14	2,40	2,55	1,13	1,54	1,75	1,89	0,84	2,14	1,13	1,08	1,52	1,37	1,36	1,42	1,32	1,96	1,84	2,16	2,02
03/05/14	4,23	3,66	3,16	2,81	3,37	3,63	1,67	4,27	3,04	2,74	3,58	3,79	3,75	4,01	1,90	2,94	2,78	2,23	1,86
04/05/14	4,25	4,52	5,22	2,99	3,02	3,32	2,28	3,53	4,82	4,37	4,92	6,18	6,14	6,98	2,86	4,53	4,31	2,29	1,77
05/05/14	3,35	4,74	7,34	3,17	2,80	3,13	2,76	4,44	6,77	6,07	6,31	8,76	8,59	10,20	3,95	5,07	4,82	2,64	2,42
06/05/14	4,00	4,09	4,62	3,40	3,45	3,76	2,83	3,43	4,48	3,96	4,40	5,61	5,42	6,24	3,29	3,64	3,45	2,87	3,11
07/05/14	4,50	3,74	1,01	2,59	3,03	3,26	2,06	3,50	1,16	1,41	1,89	1,24	1,21	0,90	2,65	3,24	3,03	2,52	2,72
08/05/14	4,15	3,49	2,44	2,35	2,56	2,77	1,86	2,80	2,44	2,28	2,71	2,98	2,91	3,15	2,42	3,13	2,94	2,43	2,46
09/05/14	4,35	4,06	4,69	2,32	2,73	2,94	1,94	3,17	4,70	3,93	4,31	5,80	5,62	6,44	3,38	3,96	3,68	2,56	2,93
10/05/14	3,50	3,07	0,16	2,44	3,21	3,42	0,95	4,45	0,27	0,58	1,53	0,20	0,19	-0,17	1,22	1,63	1,53	2,41	2,33
11/05/14	4,20	4,41	3,10	2,95	3,91	4,16	1,69	5,39	3,09	2,73	3,64	3,76	3,71	3,78	2,61	3,83	3,61	2,23	2,03
12/05/14	2,10	2,53	0,62	1,97	2,27	2,45	0,56	3,01	0,60	0,62	1,43	0,73	0,73	0,71	0,97	1,76	1,68	2,07	1,47
13/05/14	4,00	3,87	4,48	2,51	2,83	3,08	1,44	3,48	4,19	3,57	4,30	5,35	5,31	6,05	2,28	3,61	3,42	2,21	1,79
14/05/14	4,00	4,07	5,20	3,04	3,10	3,43	1,65	3,82	4,68	4,11	4,83	6,10	6,06	7,01	2,54	3,73	3,55	2,49	1,94
15/05/14	6,00	5,61	6,38	5,01	6,00	6,50	2,75	7,60	5,77	5,01	6,60	7,42	7,35	8,01	3,62	5,08	4,84	2,66	2,05
16/05/14	6,00	5,35	4,85	4,30	5,27	5,68	2,84	6,70	4,69	4,25	5,36	5,81	5,71	6,00	3,86	5,09	4,80	2,55	2,33
17/05/14	6,45	5,50	6,92	4,28	5,10	5,50	3,65	5,99	6,87	5,95	6,63	8,45	8,20	9,08	4,97	5,70	5,33	2,72	2,98
18/05/14	6,45	5,69	8,54	4,82	5,33	5,77	3,61	5,69	8,11	6,83	7,67	10,31	9,94	11,58	5,69	5,96	5,65	3,09	3,35
19/05/14	6,95	5,82	8,05	5,08	4,99	5,46	4,38	4,58	7,67	6,54	7,04	9,74	9,32	11,02	6,54	6,34	6,04	3,32	3,81
20/05/14	5,00	2,69	-3,19	3,75	4,21	4,54	0,80	5,20	-2,67	-1,83	-0,44	-3,72	-3,65	-4,71	0,51	0,64	0,62	2,94	2,44
21/05/14	4,00	2,84	-1,31	2,00	2,38	2,55	0,89	2,96	-1,14	-0,57	0,08	-1,59	-1,56	-2,20	1,43	1,84	1,74	2,47	2,47
22/05/14	5,00	4,91	5,29	3,41	4,32	4,59	2,47	5,48	5,25	4,46	5,19	6,46	6,30	6,90	3,83	4,78	4,49	2,51	2,61
23/05/14	4,00	2,95	0,24	3,00	3,59	3,85	1,26	4,58	0,34	0,64	1,73	0,29	0,28	-0,07	1,07	1,59	1,52	2,41	1,94
24/05/14	4,00	3,46	2,01	1,95	2,29	2,46	1,66	2,68	2,08	2,00	2,36	2,47	2,43	2,49	2,29	3,22	3,01	2,18	2,21
25/05/14	3,30	2,69	3,12	1,82	1,67	1,85	1,34	2,39	2,99	2,68	2,88	3,79	3,71	4,37	1,73	2,27	2,14	2,43	2,38
26/05/14	2,60	2,58	1,76	2,05	2,01	2,21	0,65	2,82	1,63	1,44	1,90	2,10	2,06	2,41	1,34	1,79	1,70	2,55	2,28
27/05/14	3,30	3,54	2,76	2,12	2,22	2,42	1,40	2,52	2,68	2,38	2,81	3,35	3,29	3,74	2,59	3,42	3,21	2,44	2,38
28/05/14	3,80	4,18	6,00	3,08	2,96	3,27	1,68	3,77	5,44	4,74	5,25	7,11	6,96	8,30	3,26	4,01	3,83	2,79	2,55
29/05/14	4,70	4,79	6,13	3,68	3,58	3,95	2,19	4,14	5,59	4,83	5,42	7,27	7,08	8,40	4,24	4,81	4,59	3,00	2,89
30/05/14	3,80	3,95	3,17	3,38	3,00	3,35	1,73	5,29	2,88	2,56	2,91	3,75	3,65	4,28	2,99	3,41	3,26	3,03	2,84
31/05/14	4,15	5,18	5,76	3,73	3,94	4,31	2,26	4,30	5,39	4,58	5,33	6,91	6,70	7,85	5,06	5,51	5,22	3,01	3,13
Total	130,78	122,94	112,96	93,10	102,54	111,29	59,01	126,12	108,14	96,70	117,20	135,84	132,81	148,92	87,74	110,36	104,41	79,46	75,57

Table. 36 : *l'évaporation mesurée et calculée à l'étang Cistude pour le mois de juin 2014*

Date	Mesurée	Aldomany	B-É	Meyer	Rohwer	Penman-1	Romanenko	Konstantinov	Penman-2	P-M (T°air)	P-M (T°eau)	P-T	D-K	B-S	J-H	S-S	Makkink	Boyd	Thornthwaite
01/06/14	4,60	4,22	3,03	4,01	3,85	4,25	2,49	4,26	2,87	2,62	3,28	3,60	3,51	3,90	3,17	3,56	3,39	3,10	3,08
02/06/14	3,15	4,36	4,01	3,63	3,34	3,70	2,48	3,76	3,78	3,33	3,78	4,81	4,66	5,41	3,79	4,13	3,91	3,12	3,29
03/06/14	3,55	3,73	2,18	3,32	3,06	3,39	1,69	3,87	2,04	1,85	2,36	2,59	2,52	2,85	2,67	3,04	2,90	3,07	3,01
04/06/14	4,50	4,19	2,40	3,24	3,67	3,94	1,70	4,39	2,36	2,17	3,03	2,90	2,82	3,03	3,16	3,69	3,50	2,86	2,97
05/06/14	4,90	4,92	5,30	3,39	3,10	3,43	2,87	3,54	4,99	4,46	4,82	6,35	6,21	7,22	4,33	5,34	5,06	2,78	2,71
06/06/14	5,10	5,31	9,99	3,94	3,51	3,89	4,01	3,05	9,70	8,09	8,30	12,28	11,70	14,28	6,45	6,10	5,74	3,36	4,27
07/06/14	5,00	5,34	8,31	4,46	4,06	4,49	3,86	3,51	8,07	6,58	6,88	10,20	9,64	11,77	6,71	5,80	5,48	3,73	4,95
08/06/14	5,30	5,67	8,18	4,40	3,85	4,29	2,97	4,06	7,73	6,26	6,57	9,96	9,42	11,65	7,80	6,57	6,25	3,90	5,05
09/06/14	5,10	4,88	4,68	4,12	3,73	4,13	2,42	3,75	4,49	3,65	4,04	5,71	5,39	6,55	5,69	4,76	4,53	3,92	5,12
10/06/14	4,90	4,89	2,61	4,89	4,88	5,35	2,09	5,21	2,48	2,19	3,15	3,12	2,99	3,36	4,68	4,33	4,15	3,71	4,19
11/06/14	6,50	5,48	5,34	5,08	5,18	5,67	2,98	5,35	5,08	4,29	5,16	6,44	6,15	7,16	6,09	5,56	5,28	3,67	4,37
12/06/14	6,70	6,26	8,09	5,73	6,33	6,86	3,62	7,02	7,83	6,33	7,33	9,86	9,35	10,99	8,00	6,97	6,59	3,76	4,80
13/06/14	7,90	6,49	8,03	6,59	7,08	7,69	4,36	7,49	7,71	6,42	7,48	9,72	9,23	10,72	8,23	7,16	6,81	3,82	4,75
14/06/14	8,30	5,91	4,18	6,28	7,33	7,88	3,57	8,81	4,16	3,88	5,28	5,03	4,82	5,01	6,07	5,70	5,43	3,57	4,16
15/06/14	8,00	5,92	3,78	5,56	6,92	7,38	3,26	9,05	3,85	3,72	5,05	4,57	4,41	4,31	5,54	5,78	5,46	3,18	3,55
16/06/14	6,50	5,78	5,86	4,96	5,89	6,31	3,40	7,22	5,78	5,03	6,03	7,11	6,86	7,50	5,62	5,94	5,59	3,10	3,51
17/06/14	5,70	4,42	2,20	4,44	5,29	5,68	2,68	6,63	2,30	2,44	3,53	2,65	2,57	2,32	3,01	3,37	3,17	2,98	3,19
18/06/14	5,00	4,54	3,76	3,63	4,13	4,46	2,68	4,82	3,79	3,43	4,10	4,59	4,44	4,79	3,81	4,17	3,91	2,93	3,36
19/06/14	5,70	5,81	9,87	4,68	4,56	5,01	3,23	4,60	9,16	7,61	8,27	11,87	11,41	13,74	6,56	6,52	6,19	3,39	3,79
20/06/14	7,00	6,16	8,53	5,79	5,77	6,32	3,57	5,89	7,82	6,54	7,48	10,16	9,76	11,58	6,98	6,66	6,39	3,61	3,97
21/06/14	7,30	6,26	6,57	6,09	6,57	7,11	4,75	6,89	6,48	5,69	6,54	7,98	7,61	8,52	7,31	6,82	6,46	3,52	4,28
22/06/14	5,50	5,75	7,00	5,78	5,56	6,11	5,16	4,85	6,88	5,84	6,33	8,54	8,10	9,44	6,82	6,04	5,72	3,68	4,70
23/06/14	4,32	3,14	-1,62	3,94	3,44	3,83	2,28	4,65	-1,32	-1,01	-0,64	-1,94	-1,86	-2,65	1,32	1,30	1,24	3,46	3,81
24/06/14	5,95	5,48	6,38	3,58	3,29	3,64	2,49	3,48	6,02	5,08	5,48	7,73	7,42	8,95	6,58	6,54	6,18	3,32	3,85
25/06/14	6,25	6,14	9,49	6,18	6,15	6,71	4,48	5,88	8,92	7,40	8,19	11,44	10,90	12,98	7,32	6,59	6,30	3,73	4,46
26/06/14	4,68	4,91	3,75	5,02	4,41	4,90	2,80	5,56	3,46	2,97	3,46	4,45	4,27	4,99	4,69	4,42	4,26	3,70	4,03
27/06/14	6,00	4,70	2,84	3,99	3,69	4,08	2,08	4,19	2,68	2,34	2,89	3,40	3,27	3,77	4,58	4,55	4,34	3,45	3,77
28/06/14	2,90	3,12	-0,02	3,22	2,68	3,00	1,18	6,75	0,04	0,05	0,29	-0,03	-0,03	-0,18	1,77	1,86	1,78	3,33	3,39
29/06/14	7,40	4,91	3,55	3,69	4,16	4,47	1,88	4,92	3,41	2,95	3,92	4,28	4,14	4,65	4,44	4,87	4,62	3,06	3,27
30/06/14	5,00	4,48	5,01	3,92	3,62	4,00	2,60	3,98	4,69	4,06	4,55	6,01	5,81	6,84	3,98	4,17	3,96	3,25	3,49
Total	168,70	153,17	153,28	137,55	139,13	151,99	89,66	157,45	147,23	126,25	146,93	185,38	177,46	205,46	157,17	152,33	144,59	102,09	117,14

Table. 37 *: l'évaporation mesurée et calculée à l'étang Cistude pour le mois de juillet 2014*

Date	Mesurée	Aldomany	B-É	Meyer	Rohwer	Penman-1	Romanenko	Konstantinov	Penman-2	P-M (T°air)	P-M (T°eau)	P-T	D-K	B-S	J-H	S-S	Makkink	Boyd	Thornthwaite
01/07/14	3,60	4,30	4,29	3,47	2,99	3,35	2,73	4,95	4,09	3,50	3,67	5,19	4,98	5,93	4,11	4,07	3,86	3,24	3,77
02/07/14	5,20	5,42	8,56	3,11	3,10	3,40	1,66	3,19	8,08	6,46	6,93	10,44	9,93	12,32	7,13	6,51	6,15	3,44	4,35
03/07/14	5,60	6,00	9,26	4,87	4,15	4,68	4,50	5,10	8,85	7,23	7,39	11,29	10,69	13,13	8,33	7,12	6,74	3,69	4,85
04/07/14	4,61	4,24	2,19	4,36	4,02	4,46	1,73	5,03	2,05	1,75	2,29	2,61	2,50	2,90	3,50	3,18	3,06	3,68	4,20
05/07/14	4,96	4,18	0,00	3,05	3,53	3,79	1,90	3,99	0,18	0,59	1,20	-0,01	-0,01	-0,52	3,64	3,50	3,29	3,19	4,06
06/07/14	2,40	2,88	-0,23	2,19	2,16	2,37	1,45	2,26	-0,11	0,06	0,36	-0,28	-0,27	-0,59	1,70	1,73	1,62	3,02	3,71
07/07/14	4,40	4,81	5,35	3,30	3,03	3,36	2,38	3,73	5,01	4,36	4,69	6,44	6,23	7,43	4,79	5,20	4,93	3,01	3,23
08/07/14	6,10	4,55	4,46	4,14	4,30	4,70	2,27	4,69	4,14	3,60	4,44	5,31	5,14	5,94	3,73	3,99	3,81	3,14	3,24
09/07/14	3,20	3,90	1,21	3,78	4,32	4,67	1,54	5,16	1,21	1,28	2,44	1,44	1,40	1,31	2,46	2,77	2,64	2,99	2,99
10/07/14	2,60	2,05	-2,57	2,00	2,02	2,22	1,16	2,32	-2,32	-1,72	-1,34	-3,13	-3,04	-4,01	0,48	0,57	0,54	2,65	2,85
11/07/14	3,20	3,68	3,58	1,95	2,15	2,33	2,05	2,16	3,68	3,19	3,36	4,46	4,29	4,90	3,24	3,52	3,25	2,69	3,44
12/07/14	3,25	3,28	2,95	3,01	3,15	3,44	1,42	3,56	2,79	2,42	3,10	3,55	3,44	3,98	1,93	2,11	2,00	2,98	3,17
13/07/14	3,00	2,36	-1,49	1,55	1,82	1,95	0,41	2,26	-1,37	-0,87	-0,33	-1,83	-1,77	-2,33	0,68	0,75	0,70	2,77	3,25
14/07/14	3,20	4,39	5,53	2,67	2,66	2,93	2,75	2,37	5,52	4,71	4,93	6,84	6,56	7,76	4,57	4,75	4,42	2,89	3,64
15/07/14	4,40	5,56	10,53	4,01	3,58	4,01	2,85	4,33	9,77	8,15	8,45	12,72	12,17	14,99	6,87	6,43	6,10	3,45	4,10
16/07/14	4,95	6,18	10,16	5,70	5,61	6,20	4,09	5,10	9,62	7,74	8,35	12,34	11,67	14,21	8,38	6,97	6,63	3,85	5,01
17/07/14	5,50	6,45	9,16	6,29	6,47	7,09	5,33	5,64	9,13	7,30	7,80	11,29	10,56	12,65	9,66	7,46	7,06	4,02	5,83
18/07/14	4,70	5,88	6,21	6,75	6,99	7,63	4,47	6,47	6,07	5,01	5,83	7,56	7,09	8,27	7,31	5,64	5,41	4,14	5,65
19/07/14	5,80	4,80	1,84	4,61	4,60	5,03	3,18	4,11	1,97	1,79	2,27	2,25	2,11	2,18	5,06	4,05	3,86	3,91	5,44
20/07/14	3,36	4,45	0,54	4,10	4,02	4,41	1,71	4,46	0,60	0,64	1,33	0,64	0,62	0,48	4,00	3,80	3,65	3,50	3,92
21/07/14	5,00	4,45	2,67	3,63	3,65	4,02	2,08	3,80	2,60	2,29	2,88	3,23	3,09	3,51	4,23	4,07	3,85	3,33	3,94
22/07/14	5,00	4,98	5,36	4,00	4,22	4,60	2,85	4,21	5,24	4,39	4,97	6,55	6,23	7,32	5,39	4,96	4,68	3,40	4,32
23/07/14	4,70	5,14	6,82	3,74	3,75	4,12	3,09	3,34	6,73	5,45	5,80	8,41	7,94	9,61	6,44	5,53	5,20	3,57	4,92
24/07/14	5,00	5,81	8,73	5,64	5,20	5,77	4,00	4,90	8,21	6,64	7,07	10,58	9,98	12,21	7,49	6,13	5,87	3,94	5,10
25/07/14	5,00	5,24	3,46	5,69	5,77	6,32	2,21	6,06	3,17	2,72	3,82	4,10	3,91	4,53	5,22	4,60	4,46	3,84	4,33
26/07/14	5,35	5,54	4,31	5,64	5,80	6,35	3,09	5,87	4,08	3,54	4,50	5,16	4,92	5,62	5,99	5,33	5,12	3,71	4,35
27/07/14	5,20	5,35	5,39	3,99	3,66	4,07	2,95	3,67	5,19	4,30	4,61	6,57	6,24	7,52	6,81	6,00	5,67	3,59	4,61
28/07/14	5,00	5,04	3,10	6,52	7,28	7,88	2,29	8,31	2,81	2,59	4,48	3,60	3,48	3,76	3,74	3,64	3,54	3,64	3,59
29/07/14	3,55	3,50	-2,29	3,43	3,84	4,16	1,45	4,46	-1,95	-1,12	-0,18	-2,75	-2,66	-3,70	1,99	2,12	2,01	3,07	3,30
30/07/14	3,85	4,83	6,33	3,22	3,11	3,44	3,13	2,69	6,27	5,25	5,48	7,81	7,44	8,93	5,62	5,34	4,99	3,20	4,19
31/07/14	3,70	5,42	8,61	4,20	3,63	4,07	2,91	5,68	7,96	6,66	6,89	10,38	9,90	12,18	6,59	6,03	5,74	3,55	4,24
Total	135,38	144,65	134,00	124,61	124,55	136,83	79,63	133,89	129,26	109,90	127,51	162,77	154,77	182,43	151,07	137,91	130,87	105,06	127,59

Pour conclure sur la meilleure formule mathématique utilisée pour estimer l'évaporation des étangs pelliculaires nous pouvons dire que selon les résultats que nous avons obtenus, nous pensons que la formule d'Aldomany est la plus fiable pour estimer l'évaporation de ce type d'étang, surtout à l'échelle journalière. Selon les résultats précédents, nous pouvons dire aussi que plusieurs des méthodes mathématiques déjà existantes dans la littérature scientifique ont réussi à estimer l'évaporation de ce type d'étang avec une marge d'erreur ne dépassant pas 25% de l'évaporation totale, surtout à l'échelle annuelle et mensuelle.

Puisque une thèse normale ne dure que trois à quatre ans, nous n'avons pas, pour le moment, eu l'occasion de tester la nouvelle formule d'Aldomany sur d'autres étangs pelliculaires. Mais cela peut être une perspective de notre avenir professionnel et scientifique. Si la confirmation du bon fonctionnement de cette formule à l'échelle mensuelle et annuelle nécessite de la tester sur beaucoup plus d'un seul étang pelliculaire et sur un grand nombre d'années aux conditions météorologiques différentes (année normale, année sèche, année humide, année chaude, année froide, année ventée, année calme... etc), l'échantillon de 365 jours est, à notre avis, largement suffisant pour confirmer le bon fonctionnement de cette formule à l'échelle journalière, car pendant ces 365 jours nous pouvons trouver des jours de très forte insolation, des jours de très fable insolation, des jours très humides, des jours très secs, des jours très chauds, des jours très froids, des jours ventés et des autres jours très calmes. Pour ces raisons, nous pensons que l'utilisation de cette nouvelle formule empirique pour estimer l'évaporation des autres étangs pelliculaires situés au Centre-Ouest de la France, surtout à l'échelle journalière peut donner des estimations acceptables.

Il convient de noter que la raison principale de la publication des tables qui montrent l'évaporation mesurée et calculée à l'échelle journalière est de permettre à d'autres spécialistes de tester notre nouvelle formule afin de confirmer ou infirmer son bon fonctionnement.

2.3 – La meilleure méthode mathématique pour estimer l'évaporation des étangs profonds. L'exemple de l'étang du Château

À l'échelle annuelle et sans modifier aucune des valeurs calculées selon les 18 formules mathématiques nous trouvons les résultats suivants (voir la table. 38).

Table. 38 : *La somme totale annuelle de l'évaporation mesurée et calculée à l'étang du Château pour l'année hydrologique 2014-2015.Valeurs en (mm).*

Méthode	Évaporation mesurée	Aldomany (2017)	Bilan énergétique	Meyer (1915)	Rohwer (1931)	Penman aérodynamique	Brutsaert-Stricker (1979)
Somme	964,3	911,37	812,92	692,2	669,24	737,74	1099,34
Méthode	Évaporation mesurée	Romanenko (1961)	Konstantinov	Penman combinaison	Penman-Monteith -T°air	Penman-Monteith -T°eau	Jensen-Haise (1963)
Somme	964,3	713,89	768,64	843,79	754,87	810,84	770,34
Méthode	Évaporation mesurée	Priestley-Taylor (1972)	DeBruin-Keijman	Stephens-Stewart	Makkink	Boyd (1985)	Thornthwaite (1944)
Somme	964,3	1013,14	973,46	673,44	821,91	788,61	814,52

Pour ce type d'étang nous remarquons que seulement trois méthodes donnent des estimations à moins de (10%) de la somme annuelle d'évaporation mesurée sur le terrain, à savoir 1- DeBruin-Keijman (+ 9,13 mm) ; 2- Priestley-Taylor (+ 48,81 mm) et 3- Aldomany (- 52,93 mm). Comme

pour le type précédent d'étang, la majorité des formules mathématiques (10 sur 18) donnent des estimations à moins de (25%) de la somme annuelle de l'évaporation mesurée, dont 4- Penman_combinaison (- 120,54 mm) ; 5- Brutsaert-Stricker (+ 135,01 mm) ; 6- Makkink (- 142,39 mm) ; 7- Thornthwaite (-149,78 mm) ; 8- Bilan Énergétique (-151,41 mm) ; 9- Penman-Monteith_T°eau (- 153,49 mm) ; 10- Boyd (- 175,69 mm) ; 11- Jensen-Haise (-193,96 mm) ; 12- Konstantinov (-195,66 mm) et 13- Penman-Monteith_T°air (- 209,46 mm). Par contre, quatre méthodes donnent des estimations à plus de (25%) de la somme annuelle d'évaporation mesurée, à savoir 14- Penman_aérodynamique (-226,59 mm) ; 15- Romanenko (-250,41 mm) ; 16- Meyer (-272,1 mm) ; 17- Stephens-Stewart (-290,86 mm) et 18- Rohwer (-295,06 mm).

En comparant avec les résultats trouvés sur les étangs pelliculaires nous trouvons que les trois meilleures méthodes mathématiques pour estimer l'évaporation des étangs profonds à partir des données météorologiques à l'échelle annuelle sont toujours les mêmes, à savoir DeBruin-Keijman, Priestly-Taylor et Aldomany. Pour cela, nous pouvons recommander aux personnes qui veulent estimer l'évaporation des plans d'eau peu profonds à l'échelle annuelle d'utiliser ces trois méthodes.

En ce qui concerne l'estimation de l'évaporation des étangs profonds à l'échelle mensuelle, la (Table. 39) nous montre les résultats suivants :

1. La méthode qui a la meilleure performance à l'échelle mensuelle est celle d'Aldomany, car elle donne des estimations à moins de (10%) de l'évaporation mesurée sur le terrain pendant 6 mois et à moins de (25%) durant 10 mois de l'année. En sachant que la différence entre les résultats des calculs par cette méthode et l'évaporation mesurée pendant le mois de janvier ne dépasse pas (3,6 mm), nous pouvons considérer cette méthode comme la meilleure pour calculer l'évaporation mensuelle des étang profonds.

2. En deuxième place vient la méthode de Makkink qui donne des résultats qui ont une déviation de moins de (25%) de l'évaporation mesurée pendant 11 mois de l'année et à moins de (10%) pour quatre mois. Ensuite viennent les méthodes de DeBruin-Keijman et Priestley-Taylor qui donnent des bonnes estimations à moins de (10%) de l'évaporation pour trois mois et à moins de (25%) pour six mois de l'année hydrologique. Les méthodes de Bilan énergétique et de Penman combinaison viennent en cinquième et sixième place respectivement avec des résultats à moins de 10% pour deux mois et à moins de 25% pour sept mois de l'année.

3. Les méthodes restantes sont moins fiables à utiliser pour estimer l'évaporation des étangs profonds à l'échelle mensuelle, car la majorité d'entre elles donnent des estimations à plus de (25%) pour plus de 6 mois de l'année.

4. Il convient d'attirer l'attention des lecteurs sur le fait que la grande majorité des méthodes utilisées sous-estiment l'évaporation de ce type d'étang pendant les mois d'octobre et de novembre. Par contre, la majorité des méthodes donnent des calculs surestimés pour les mois de janvier et février. L'explication raisonnable de ces résultats a une forte relation avec l'énergie solaire stockée dans la masse d'eau de ce type d'étangs.

5. Comme avec les étangs pelliculaires, la plupart des méthodes mathématiques donnent des estimations à plus de (25%) de l'évaporation mesurée pendant la période froide de l'année (octobre, novembre, décembre, janvier et février), car dans cette période l'évaporation est faible et une différence de (5 ou 6 mm par mois) peut représenter plus de (25%) de l'évaporation mensuelle totale.

6. En comparant avec le type précédent d'étangs, nous trouvons que la majorité des méthodes mathématiques utilisées dans cette thèse est plus adaptée avec les étangs pelliculaires qu'avec les étangs profonds.

7. Les méthodes d'Aldomany et de Makkink donnent des bonnes estimations mensuelles de l'évaporation pour les deux types d'étang.

Donc, nous pouvons recommander aux personnes qui veulent estimer l'évaporation mensuelle des étangs profonds existant d'une région de climat semblable à celui de notre région d'étude d'utiliser soit la méthode de Makkink, soit notre nouvelle formule "Aldomany".

Table. 39 : *La différence en (mm) entre l'évaporation mensuelle mesurée et calculée à l'étang du Château pour l'année hydrologique 2014-2015*

Mois	Aldomany	B-E	Meyer	Rohwer	Penman-aér	Romanenko	Konstantinov	Penman-comb	P-M (T°air)	P-M (T°eau)	P-T	D-K	B-S	J-H	S-S	Makkink	Boyd	Thornthwaite
sept.	16,59	-9,97	-20,40	-28	-20,76	-35,99	11,01	-12,61	-22,14	-16,53	7,46	4,21	20,42	1,04	11,95	5,93	-3,80	0,97
oct.	-1,29	-42,64	-28,18	-33	-28,91	-30,86	11,37	-40,27	-42,28	-39,89	-36,48	-37,59	-35,12	-25,13	-19,63	-15,66	5,63	7,43
nov.	-20,14	-44,55	-35,99	-37	-35,72	-30,82	-36,80	-42,96	-41,96	-41,41	-43,32	-43,54	-45,09	-33,75	-30,07	-25,04	4,15	3,52
déc.	-1,69	-17,52	4,61	3	5,08	-2,87	42,55	-15,65	-14,98	-12,04	-17,72	-18,05	-20,82	-10,63	-4,17	-1,25	23,21	7,34
janv.	-3,52	12,80	3,23	2	3,59	6,46	21,47	13,38	13,55	14,02	18,55	19,27	20,84	-9,59	-1,68	1,62	17,67	5,38
févr.	3,27	15,24	4,58	6	8,09	9,79	13,19	16,08	17,46	20,39	23,54	24,86	24,75	-18,09	-4,29	1,40	6,48	-7,74
mars	1,27	-5,90	-14,58	-15	-11,69	-4,10	-13,87	-2,13	-2,87	-0,11	5,65	5,13	7,90	-28,57	-16,90	-7,85	-2,04	-9,99
avr.	-5,94	-16,39	-29,60	-30	-23,47	-19,18	-30,78	-12,85	-16,63	-10,90	2,21	0,13	7,70	-38,97	-36,94	-21,39	-27,11	-28,75
mai	-6,10	-13,24	-39,47	-39	-31,31	-42,28	-36,27	-11,75	-20,80	-11,72	10,86	6,72	22,84	-32,92	-41,83	-20,72	-38,15	-35,75
juin	-7,13	26,90	-41,46	-46	-34,74	-37,43	-61,19	28,37	-0,36	7,24	69,23	58,35	96,88	8,79	-39,50	-8,21	-53,19	-33,33
juil.	-24,06	-50,79	-36,34	-36	-21,77	-34,48	-56,25	-42,60	-60,02	-49,72	-19,23	-28,97	-11,54	-4,36	-66,83	-35,18	-73,18	-45,90
août	-4,21	-5,35	-38,54	-44	-34,96	-28,68	-60,12	2,44	-18,45	-12,82	28,06	18,60	46,26	-1,80	-40,99	-16,07	-35,40	-12,98

à moins de 10% de mesure directe

entre 10 et 25% de mesure directe

à plus de 25% de mesure directe

Concernant la meilleure méthode pour calculer l'évaporation des étangs profonds à l'échelle journalière, nous allons citer toutes les tables qui montrent l'évaporation journalière mesurée et calculée à l'étang du Château durant l'année hydrologique 2014-2015 (voir les tables de 40 à 51).

Table. 40 : *l'évaporation mesurée et calculée à l'étang de Château pour le mois de septembre 2014*

Date	Mesurée	Aldomany	B-E	Meyer	Rohwer	Penman_aéro	Romanenko	Konstantinov	Penman_com	P-M_T°air	P-M_T°eau	P-T	D-K	B-S	J-H	S-S	Makkink	Boyd	Thornthwaite
01/09/14	4,10	4,68	4,58	3,47	3,18	3,54	1,76	4,64	4,12	3,62	4,08	5,40	5,27	6,25	4,12	4,76	4,55	3,11	2,80
02/09/14	4,10	4,71	3,96	3,62	3,28	3,66	2,16	4,86	3,60	3,21	3,62	4,67	4,56	5,32	4,04	4,72	4,51	3,08	2,75
03/09/14	4,40	4,64	3,21	3,15	2,95	3,28	3,07	2,84	3,21	2,88	3,12	3,92	3,78	4,25	4,69	5,03	4,72	3,00	3,30
04/09/14	4,30	4,50	5,08	2,81	2,56	2,85	2,83	2,61	4,98	4,31	4,48	6,23	5,99	7,12	4,71	5,00	4,68	3,00	3,37
05/09/14	3,00	3,90	6,49	2,67	2,37	2,65	1,93	3,36	6,13	5,25	5,46	7,89	7,59	9,27	3,64	3,79	3,58	3,14	3,41
06/09/14	3,00	3,63	0,96	2,37	2,09	2,34	1,67	3,24	0,99	0,89	1,07	1,17	1,13	1,19	3,24	3,47	3,27	3,04	3,27
07/09/14	4,20	3,96	4,56	2,38	2,03	2,28	1,91	4,22	4,37	3,78	3,89	5,56	5,36	6,50	3,97	4,18	3,94	3,07	3,37
08/09/14	2,50	3,65	6,47	2,19	1,90	2,13	2,40	2,02	6,41	5,38	5,44	8,04	7,65	9,43	3,65	3,50	3,26	3,22	4,03
09/09/14	2,75	2,63	-0,91	1,19	1,00	1,12	1,30	1,47	-0,82	-0,70	-0,68	-1,14	-1,09	-1,53	1,99	1,93	1,79	3,12	4,01
10/09/14	2,70	3,70	3,68	2,26	1,91	2,15	1,37	4,84	3,49	3,02	3,14	4,48	4,31	5,25	3,51	3,66	3,45	3,14	3,41
11/09/14	3,50	4,48	4,10	3,15	2,90	3,22	2,58	3,26	3,95	3,44	3,72	4,97	4,79	5,63	4,43	4,66	4,40	3,12	3,35
12/09/14	4,20	4,51	2,42	3,43	3,19	3,53	2,72	3,64	2,38	2,18	2,53	2,92	2,83	3,10	4,05	4,51	4,27	3,03	3,04
13/09/14	3,90	4,27	2,46	3,13	2,82	3,15	2,80	3,40	2,44	2,20	2,44	2,98	2,89	3,20	3,83	4,28	4,03	2,96	3,05
14/09/14	3,30	4,01	4,18	2,38	2,15	2,40	2,43	2,19	4,14	3,58	3,72	5,15	4,95	5,88	4,03	4,27	3,98	2,96	3,41
15/09/14	2,45	3,49	3,22	2,30	1,94	2,18	1,93	4,63	3,12	2,71	2,80	3,93	3,79	4,52	3,05	3,31	3,11	2,98	3,23
16/09/14	2,50	3,83	4,59	2,38	2,07	2,31	1,88	3,45	4,39	3,81	3,95	5,59	5,39	6,52	3,65	3,91	3,68	3,02	3,29
17/09/14	2,05	2,96	2,70	1,93	1,63	1,83	2,04	2,86	2,72	2,31	2,36	3,34	3,20	3,81	2,31	2,32	2,17	3,07	3,72
18/09/14	2,75	3,02	0,00	1,65	1,46	1,62	1,58	1,81	0,09	0,11	0,20	0,00	0,00	-0,20	2,56	2,65	2,47	2,98	3,56
19/09/14	1,50	2,21	-1,88	1,29	1,07	1,21	0,68	4,72	-1,75	-1,55	-1,50	-2,31	-2,23	-2,86	1,33	1,48	1,39	2,86	3,16
20/09/14	1,75	3,07	3,77	1,80	1,56	1,75	1,45	2,70	3,66	3,17	3,27	4,63	4,46	5,41	2,55	2,75	2,57	2,93	3,30
21/09/14	2,20	3,12	2,24	1,87	1,60	1,80	1,30	3,43	2,18	1,91	2,01	2,74	2,65	3,16	2,59	2,85	2,67	2,93	3,18
22/09/14	2,50	3,77	2,65	2,36	2,22	2,46	1,49	2,75	2,55	2,25	2,56	3,21	3,12	3,64	3,28	3,75	3,53	2,89	2,94
23/09/14	4,00	3,80	-0,12	3,33	3,17	3,51	2,12	4,11	0,02	0,22	0,73	-0,15	-0,14	-0,55	2,34	3,14	3,00	2,75	2,24
24/09/14	4,00	2,85	-1,10	2,64	2,28	2,56	1,58	6,01	-0,88	-0,77	-0,56	-1,29	-1,27	-1,77	1,43	2,03	1,94	2,63	2,08
25/09/14	2,65	3,14	0,71	2,52	2,21	2,48	1,12	5,47	0,67	0,65	0,95	0,82	0,82	0,83	1,69	2,61	2,51	2,55	1,83
26/09/14	3,10	3,70	5,42	3,00	2,59	2,92	1,37	7,46	4,65	4,30	4,59	6,23	6,21	7,34	2,08	3,19	3,07	2,68	1,82
27/09/14	3,00	3,54	1,34	2,17	1,90	2,14	2,27	2,61	1,40	1,29	1,41	1,64	1,60	1,68	2,92	3,64	3,40	2,58	2,64
28/09/14	2,90	3,40	4,13	2,05	1,83	2,05	1,75	2,65	3,97	3,53	3,70	5,04	4,91	5,84	2,75	3,40	3,19	2,63	2,63
29/09/14	1,70	2,21	1,34	0,99	0,89	1,00	1,33	0,67	1,41	1,25	1,28	1,68	1,62	1,85	1,48	1,65	1,52	2,65	3,23
30/09/14	2,50	2,71	1,29	0,62	0,55	0,62	0,69	0,59	1,31	1,15	1,18	1,62	1,56	1,86	2,62	3,02	2,78	2,57	3,07
Total	91,50	108,09	81,53	71,10	63,32	70,74	55,51	102,51	78,89	69,36	74,97	98,96	95,71	111,92	92,54	103,45	97,43	87,70	92,47

Table. 41 *: l'évaporation mesurée et calculée à l'étang de Château pour le mois d'octobre 2014*

Date	Mesurée	Aldomany	B-E	Meyer	Rohwer	Penman_aéro	Romanenko	Konstantinov	Penman_com	P-M_T°air	P-M_T°eau	P-T	D-K	B-S	J-H	S-S	Makkink	Boyd	Thornthwaite
01/10/14	2,80	2,61	4,96	1,23	0,99	1,13	0,90	6,97	4,78	4,26	4,29	6,11	5,92	7,29	2,16	2,49	2,32	2,63	2,89
02/10/14	2,90	2,72	0,57	1,76	1,56	1,76	1,20	2,54	0,60	0,57	0,74	0,69	0,67	0,66	1,87	2,29	2,14	2,58	2,62
03/10/14	3,10	2,99	1,90	2,16	1,98	2,21	1,34	2,93	1,82	1,66	1,93	2,29	2,24	2,56	1,97	2,50	2,35	2,59	2,44
04/10/14	2,80	2,81	1,30	1,83	1,51	1,71	2,15	3,66	1,36	1,19	1,22	1,61	1,56	1,70	2,13	2,50	2,33	2,57	2,83
05/10/14	2,50	2,16	-1,33	2,59	2,24	2,52	0,65	7,59	-1,08	-0,98	-0,68	-1,51	-1,52	-1,92	0,59	0,98	0,95	2,51	1,58
06/10/14	2,00	1,73	-4,06	1,80	1,55	1,73	0,77	5,32	-3,60	-3,30	-3,14	-4,81	-4,78	-5,92	0,53	0,82	0,78	2,31	1,80
07/10/14	1,90	1,80	-0,67	1,10	1,04	1,15	1,07	1,15	-0,59	-0,42	-0,31	-0,83	-0,81	-1,18	0,87	1,14	1,06	2,26	2,40
08/10/14	1,80	1,77	0,54	0,50	0,48	0,52	1,85	-0,46	0,68	0,71	0,57	0,69	0,67	0,54	1,07	1,24	1,13	2,26	3,09
09/10/14	2,00	1,60	1,40	0,94	0,81	0,91	0,72	1,83	1,39	1,25	1,31	1,74	1,69	2,01	0,75	0,98	0,91	2,32	2,45
10/10/14	1,90	1,47	-0,65	0,95	0,84	0,94	0,62	1,73	-0,59	-0,50	-0,42	-0,80	-0,78	-1,05	0,56	0,74	0,69	2,30	2,36
11/10/14	2,00	2,44	1,47	1,46	1,26	1,42	1,90	1,50	1,53	1,39	1,44	1,82	1,78	1,96	1,71	2,19	2,04	2,29	2,49
12/10/14	2,10	2,43	2,81	1,60	1,42	1,57	3,18	-0,10	3,03	2,68	2,65	3,56	3,43	3,90	1,71	1,95	1,80	2,37	3,06
13/10/14	1,80	1,92	-0,53	1,38	1,24	1,38	1,04	2,06	-0,45	-0,35	-0,22	-0,65	-0,64	-0,94	0,94	1,25	1,18	2,33	2,29
14/10/14	1,70	2,68	1,37	1,61	1,46	1,62	2,21	1,19	1,47	1,38	1,44	1,71	1,66	1,75	1,96	2,47	2,30	2,30	2,56
15/10/14	2,00	1,79	0,85	1,41	1,23	1,37	1,13	2,49	0,87	0,80	0,89	1,04	1,02	1,11	0,77	1,02	0,96	2,34	2,31
16/10/14	1,60	1,26	-2,26	0,41	0,37	0,41	0,86	-0,04	-2,22	-1,89	-1,91	-2,86	-2,77	-3,57	0,47	0,58	0,54	2,24	2,72
17/10/14	2,50	2,38	3,12	0,49	0,44	0,49	0,56	0,51	3,12	2,73	2,76	3,91	3,80	4,65	2,14	1,95	2,48	2,27	2,61
18/10/14	2,75	2,23	3,80	0,58	0,51	0,57	1,00	0,18	3,85	3,38	3,38	4,79	4,62	5,66	1,93	1,66	2,10	2,37	2,88
19/10/14	2,80	2,31	2,58	0,59	0,50	0,56	1,12	-0,06	2,65	2,33	2,32	3,26	3,14	3,81	2,09	1,77	2,23	2,40	2,97
20/10/14	2,80	2,20	1,95	0,29	0,25	0,28	1,02	-0,77	2,04	1,78	1,75	2,48	2,38	2,87	2,06	1,69	2,13	2,40	3,13
21/10/14	2,80	1,75	1,64	0,46	0,39	0,44	0,59	0,57	1,65	1,45	1,46	2,05	1,98	2,41	1,17	0,99	1,26	2,45	2,94
22/10/14	2,00	2,23	-3,48	2,02	2,05	2,25	0,91	2,73	-3,08	-2,43	-1,92	-4,14	-4,12	-5,20	0,85	0,99	1,30	2,23	1,73
23/10/14	1,80	1,98	-1,55	1,74	1,49	1,67	0,72	5,96	-1,33	-1,24	-1,08	-1,82	-1,82	-2,29	0,77	1,05	1,38	2,11	1,40
24/10/14	1,70	1,93	0,14	1,59	1,31	1,48	0,76	10,35	0,17	0,15	0,22	0,17	0,17	0,11	0,82	1,11	1,45	2,07	1,43
25/10/14	1,70	1,50	0,42	0,83	0,68	0,77	0,83	3,40	0,44	0,40	0,42	0,52	0,51	0,53	0,85	0,91	1,17	2,06	2,06
26/10/14	1,80	1,55	1,07	0,66	0,54	0,61	0,45	4,07	1,05	0,97	0,99	1,32	1,30	1,55	1,01	1,07	1,38	2,07	2,04
27/10/14	1,60	2,04	0,55	1,26	1,06	1,19	0,85	4,17	0,56	0,52	0,60	0,67	0,67	0,70	1,15	1,39	1,81	2,02	1,67
28/10/14	1,55	2,03	1,32	1,07	0,92	1,03	0,84	2,50	1,30	1,20	1,28	1,62	1,60	1,84	1,26	1,47	1,90	2,00	1,80
29/10/14	1,40	1,89	0,06	1,10	0,93	1,04	0,90	3,14	0,10	0,10	0,16	0,07	0,07	-0,03	1,08	1,33	1,73	1,93	1,66
30/10/14	1,30	1,62	0,43	1,01	0,85	0,95	0,78	3,56	0,45	0,42	0,47	0,53	0,53	0,54	0,87	1,09	1,41	1,90	1,62
31/10/14	1,40	1,70	2,41	0,20	0,17	0,19	1,04	-4,54	2,53	2,29	2,28	3,08	3,00	3,62	1,56	1,54	1,94	1,93	2,40
Total	64,80	63,51	22,16	36,62	32,07	35,89	33,94	76,17	24,53	22,52	24,91	28,32	27,21	29,68	39,67	45,17	49,14	70,43	72,23

Table. 42 : *l'évaporation mesurée et calculée à l'étang de Château pour le mois de novembre 2014*

Date	Mesurée	Aldomany	B-E	Meyer	Rohwer	Penman_aéro	Romanenko	Konstantinov	Penman_com	P-M_T°air	P-M_T°eau	P-T	D-K	B-S	J-H	S-S	Makkink	Boyd	Thornthwaite
01/11/14	2,60	1,76	1,01	0,54	0,47	0,53	0,93	0,25	1,05	0,97	0,98	1,27	1,24	1,41	1,32	1,41	1,79	1,98	2,15
02/11/14	1,40	0,97	0,05	0,05	0,05	0,05	0,48	-0,67	0,08	0,08	0,06	0,07	0,07	0,02	0,60	0,62	0,78	1,96	2,31
03/11/14	1,25	1,06	0,28	-0,17	-0,18	-0,19	0,33	-0,47	0,31	0,30	0,19	0,36	0,35	0,38	0,56	0,56	0,71	1,97	2,41
04/11/14	1,30	1,38	-0,46	0,60	0,68	0,72	0,40	0,80	-0,42	-0,23	-0,09	-0,57	-0,57	-0,80	0,48	0,55	0,71	1,94	1,92
05/11/14	2,10	1,43	-0,16	1,24	1,09	1,21	0,51	3,74	-0,12	-0,09	0,05	-0,19	-0,19	-0,30	0,52	0,79	1,05	1,91	1,28
06/11/14	1,85	1,29	-0,71	1,36	1,17	1,30	0,36	5,80	-0,61	-0,58	-0,43	-0,83	-0,84	-1,05	0,34	0,65	0,87	1,85	0,99
07/11/14	1,20	1,00	-0,99	1,10	1,04	1,15	0,27	2,31	-0,88	-0,77	-0,53	-1,18	-1,18	-1,47	0,24	0,40	0,53	1,80	1,14
08/11/14	1,10	0,79	-1,00	0,57	0,52	0,57	0,16	1,28	-0,95	-0,85	-0,75	-1,22	-1,22	-1,51	0,30	0,43	0,56	1,74	1,42
09/11/14	1,05	0,75	-0,37	0,70	0,62	0,69	0,28	2,15	-0,34	-0,31	-0,22	-0,45	-0,45	-0,59	0,26	0,39	0,51	1,73	1,32
10/11/14	1,30	0,77	0,06	0,36	0,32	0,36	0,23	0,86	0,07	0,07	0,11	0,08	0,08	0,06	0,39	0,52	0,68	1,72	1,57
11/11/14	1,80	1,21	-0,38	1,19	1,12	1,22	0,48	2,44	-0,32	-0,25	-0,02	-0,46	-0,46	-0,64	0,33	0,65	0,87	1,67	0,95
12/11/14	1,80	0,99	0,17	0,33	0,31	0,34	0,80	-0,08	0,22	0,25	0,22	0,22	0,21	0,13	0,58	0,72	0,92	1,66	1,76
13/11/14	1,75	1,14	0,57	0,67	0,62	0,68	0,50	1,13	0,58	0,56	0,64	0,70	0,70	0,77	0,54	0,81	1,06	1,65	1,35
14/11/14	1,20	0,58	-0,17	0,32	0,29	0,32	0,43	0,34	-0,14	-0,11	-0,10	-0,21	-0,21	-0,32	0,25	0,33	0,43	1,65	1,59
15/11/14	1,50	0,41	-0,27	0,12	0,11	0,12	0,10	0,19	-0,27	-0,24	-0,23	-0,34	-0,34	-0,43	0,18	0,24	0,30	1,65	1,61
16/11/14	1,60	0,80	-0,61	0,51	0,57	0,61	0,14	0,79	-0,58	-0,42	-0,23	-0,75	-0,75	-0,95	0,14	0,22	0,28	1,63	1,35
17/11/14	1,50	0,65	-1,00	0,57	0,60	0,65	0,15	0,90	-0,95	-0,77	-0,58	-1,23	-1,24	-1,52	0,12	0,20	0,27	1,59	1,22
18/11/14	1,40	0,49	0,01	0,42	0,38	0,42	0,12	1,04	0,02	0,03	0,10	0,02	0,02	0,00	0,18	0,28	0,36	1,61	1,30
19/11/14	2,00	0,85	0,71	0,32	0,26	0,30	0,35	1,17	0,72	0,68	0,69	0,89	0,89	1,04	0,56	0,78	1,01	1,61	1,47
20/11/14	2,30	1,09	1,01	0,54	0,44	0,50	0,85	1,25	1,04	0,98	0,98	1,26	1,26	1,43	0,67	0,92	1,18	1,63	1,52
21/11/14	2,40	1,05	0,41	0,50	0,41	0,46	0,70	1,68	0,44	0,41	0,41	0,51	0,51	0,54	0,65	0,92	1,19	1,60	1,46
22/11/14	2,10	0,91	0,70	0,23	0,20	0,22	0,58	-0,34	0,73	0,69	0,68	0,89	0,88	1,00	0,65	0,85	1,08	1,60	1,63
23/11/14	1,60	0,74	0,94	-0,19	-0,17	-0,19	0,62	-1,40	1,02	0,94	0,85	1,21	1,19	1,38	0,61	0,69	0,87	1,62	2,03
24/11/14	1,35	0,45	0,83	-0,41	-0,35	-0,39	0,52	-2,61	0,91	0,83	0,75	1,08	1,06	1,24	0,37	0,40	0,51	1,67	2,22
25/11/14	1,45	0,35	0,51	-0,23	-0,19	-0,21	0,29	-6,60	0,54	0,50	0,49	0,66	0,65	0,77	0,27	0,31	0,39	1,70	2,04
26/11/14	1,40	0,73	1,63	-0,21	-0,18	-0,20	0,40	-2,23	1,70	1,56	1,52	2,09	2,04	2,48	0,59	0,64	0,81	1,77	2,18
27/11/14	0,90	0,60	-0,23	0,29	0,24	0,27	0,26	0,84	-0,21	-0,20	-0,18	-0,28	-0,28	-0,37	0,28	0,35	0,45	1,77	1,71
28/11/14	1,20	1,08	-1,47	0,34	0,39	0,41	1,01	0,17	-1,42	-0,88	-1,03	-1,88	-1,85	-2,53	0,36	0,42	0,54	1,68	1,92
29/11/14	1,35	1,04	-0,11	-0,14	-0,14	-0,16	2,42	-1,55	0,04	0,35	-0,14	-0,15	-0,15	-0,64	0,66	0,63	0,78	1,65	2,77
30/11/14	1,85	1,14	2,07	0,13	0,11	0,13	2,11	-2,38	2,36	2,15	1,98	2,72	2,63	3,00	0,87	0,86	1,07	1,73	2,57
Total	47,60	27,46	3,05	11,61	10,79	11,88	16,78	10,80	4,64	5,64	6,19	4,28	4,06	2,51	13,85	17,53	22,56	51,75	51,12

Table. 43 *: l'évaporation mesurée et calculée à l'étang de Château pour le mois de décembre 2014*

Date	Mesurée	Aldomany	B-E	Meyer	Rohwer	Penman_aéro	Romanenko	Konstantinov	Penman_com	P-M_T°air	P-M_T°eau	P-T	D-K	B-S	J-H	S-S	Makkink	Boyd	Thornthwaite
01/12/14	0,50	0,80	-1,29	1,01	0,95	1,04	0,35	2,13	-1,17	-1,04	-0,83	-1,55	-1,56	-1,93	0,17	0,31	0,42	1,61	0,99
02/12/14	0,95	0,58	-2,33	1,37	1,28	1,40	0,16	3,86	-1,97	-1,84	-1,51	-2,64	-2,73	-3,23	0,02	0,12	0,17	1,48	0,38
03/12/14	0,40	0,50	-1,75	1,19	1,07	1,19	0,18	4,21	-1,50	-1,43	-1,20	-2,00	-2,07	-2,45	0,02	0,19	0,26	1,37	0,34
04/12/14	0,25	0,28	-1,29	1,02	0,88	0,98	0,23	5,77	-1,12	-1,11	-0,99	-1,50	-1,55	-1,84	0,02	0,12	0,17	1,30	0,36
05/12/14	0,30	0,23	-0,94	0,86	0,72	0,81	0,18	7,11	-0,84	-0,84	-0,77	-1,11	-1,14	-1,36	0,03	0,20	0,27	1,23	0,38
06/12/14	0,40	0,29	-0,16	0,70	0,69	0,75	0,12	1,49	-0,14	-0,11	0,10	-0,19	-0,20	-0,26	0,05	0,17	0,23	1,23	0,56
07/12/14	0,95	0,83	-0,57	0,87	0,96	1,04	0,32	1,43	-0,51	-0,33	0,01	-0,69	-0,71	-0,93	0,11	0,48	0,64	1,16	0,48
08/12/14	0,60	0,14	-0,27	0,49	0,43	0,48	0,20	1,92	-0,25	-0,23	-0,17	-0,33	-0,34	-0,43	0,08	0,28	0,37	1,13	0,59
09/12/14	0,25	0,64	0,03	0,76	0,82	0,89	0,21	1,33	0,04	0,09	0,39	0,04	0,04	-0,02	0,08	0,43	0,58	1,10	0,42
10/12/14	0,50	0,30	1,09	1,08	0,97	1,08	0,15	4,03	0,94	0,93	1,16	1,24	1,30	1,47	-0,02	0,19	0,26	1,14	0,11
11/12/14	0,40	-0,21	-1,98	0,05	0,04	0,04	0,10	-0,01	-1,97	-1,89	-1,89	-2,49	-2,53	-3,03	0,08	0,21	0,27	1,00	0,75
12/12/14	0,50	0,24	0,93	-0,21	-0,25	-0,27	0,23	-0,46	0,98	0,82	0,63	1,20	1,20	1,38	0,10	0,18	0,23	1,07	1,07
13/12/14	0,20	0,21	-0,17	0,44	0,46	0,50	0,33	0,63	-0,14	-0,06	0,05	-0,21	-0,22	-0,34	0,06	0,18	0,24	1,06	0,65
14/12/14	0,15	-0,29	0,02	-0,09	-0,08	-0,09	0,14	-1,87	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,08	0,16	0,21	1,07	0,98
15/12/14	0,25	0,31	1,17	0,00	0,00	0,00	0,51	-0,90	1,23	1,17	1,13	1,50	1,51	1,74	0,33	0,59	0,75	1,11	1,11
16/12/14	0,50	0,02	0,55	0,04	0,04	0,04	0,36	-1,05	0,58	0,56	0,54	0,70	0,70	0,80	0,17	0,32	0,41	1,14	1,05
17/12/14	0,20	-0,09	0,16	0,06	0,05	0,06	0,11	0,04	0,16	0,16	0,16	0,20	0,20	0,22	0,06	0,12	0,16	1,16	0,96
18/12/14	0,25	0,20	0,96	-1,07	-1,23	-1,32	0,13	-1,84	1,06	0,84	0,30	1,27	1,25	1,50	0,14	0,17	0,21	1,22	1,77
19/12/14	0,50	0,30	1,63	-0,54	-0,58	-0,64	0,10	-0,95	1,72	1,40	1,14	2,11	2,09	2,53	0,16	0,21	0,27	1,33	1,60
20/12/14	0,40	0,30	0,83	-0,03	-0,03	-0,03	0,31	-0,40	0,86	0,79	0,74	1,05	1,05	1,22	0,19	0,28	0,35	1,38	1,43
21/12/14	0,40	0,37	-0,55	0,68	0,58	0,66	0,45	2,18	-0,50	-0,46	-0,40	-0,67	-0,68	-0,88	0,11	0,23	0,30	1,36	0,87
22/12/14	0,80	0,81	-0,74	1,25	1,07	1,21	0,36	6,13	-0,61	-0,60	-0,43	-0,84	-0,88	-1,08	-0,01	0,48	0,66	1,26	0,18
23/12/14	0,70	0,81	-0,37	1,15	0,99	1,12	0,43	5,31	-0,30	-0,29	-0,13	-0,43	-0,45	-0,59	-0,02	0,55	0,76	1,17	0,17
24/12/14	0,25	0,21	-0,73	0,65	0,57	0,64	0,34	2,04	-0,67	-0,63	-0,54	-0,89	-0,91	-1,13	0,06	0,27	0,36	1,11	0,49
25/12/14	0,45	0,18	0,51	0,12	0,10	0,12	0,32	-0,15	0,53	0,52	0,51	0,65	0,66	0,74	0,21	0,43	0,55	1,12	0,95
26/12/14	0,50	0,27	0,02	0,90	0,76	0,86	0,27	5,52	0,03	0,04	0,14	0,03	0,03	-0,01	0,00	0,27	0,37	1,10	0,21
27/12/14	0,40	0,40	-0,21	0,34	0,39	0,42	0,31	0,48	-0,18	-0,05	0,02	-0,27	-0,27	-0,42	0,07	0,17	0,23	1,09	0,77
28/12/14	0,20	0,61	-0,35	1,17	1,38	1,47	0,56	1,93	-0,27	-0,02	0,46	-0,42	-0,43	-0,70	0,01	0,10	0,14	1,07	0,31
29/12/14	0,25	0,77	0,74	1,41	1,43	1,57	0,88	2,48	0,70	0,80	1,20	0,84	0,89	0,79	-0,09	0,31	0,44	0,91	0,00
30/12/14	0,30	0,53	-0,29	0,91	0,88	0,97	0,78	1,50	-0,22	-0,09	0,08	-0,35	-0,36	-0,60	-0,02	0,44	0,61	0,82	0,16
31/12/14	0,20	0,67	0,76	0,92	0,86	0,96	0,91	1,57	0,76	0,82	0,95	0,91	0,95	0,91	-0,02	0,57	0,77	0,80	0,16
Total	12,90	11,21	-4,62	17,51	16,21	17,98	10,03	55,45	-2,75	-2,08	0,86	-4,82	-5,15	-7,92	2,27	8,73	11,65	36,11	20,24

Table. 44 : *l'évaporation mesurée et calculée à l'étang de Château pour le mois de janvier 2015*

Date	Mesurée	Aldomany	B-E	Meyer	Rohwer	Penman_aéro	Romanenko	Konstantinov	Penman_com	P-M_T°air	P-M_T°eau	P-T	D-K	B-S	J-H	S-S	Makkink	Boyd	Thornthwaite
01/01/15	0,70	0,59	0,63	0,98	0,89	1,00	0,94	1,99	0,64	0,70	0,83	0,76	0,79	0,73	-0,08	0,50	0,69	0,74	0,06
02/01/15	0,50	0,15	2,27	0,77	0,67	0,76	0,57	2,96	2,11	2,14	2,23	2,70	2,83	3,16	-0,10	0,36	0,50	0,68	0,00
03/01/15	0,18	-0,68	0,59	-0,08	-0,06	-0,07	0,20	-4,05	0,61	0,61	0,61	0,75	0,77	0,88	0,03	0,10	0,13	0,72	0,56
04/01/15	0,20	-0,49	1,86	-1,07	-1,04	-1,15	0,15	-2,45	2,12	1,86	1,52	2,52	2,51	3,02	0,15	0,22	0,27	0,82	1,41
05/01/15	0,50	0,16	1,69	0,19	0,16	0,18	0,40	-0,05	1,71	1,67	1,67	2,13	2,17	2,52	0,18	0,56	0,73	0,90	0,63
06/01/15	0,30	0,08	0,76	0,82	0,70	0,79	0,34	4,51	0,69	0,71	0,81	0,88	0,93	1,01	-0,05	0,25	0,35	0,87	0,05
07/01/15	0,20	-0,46	-0,05	0,07	0,05	0,06	0,08	1,55	-0,04	-0,05	-0,05	-0,06	-0,06	-0,08	0,05	0,17	0,23	0,85	0,53
08/01/15	0,20	-0,32	0,91	-0,03	-0,03	-0,03	0,20	-0,81	0,94	0,91	0,90	1,16	1,18	1,37	0,08	0,21	0,27	0,91	0,75
09/01/15	0,10	-0,27	0,77	-0,27	-0,26	-0,29	0,18	-0,80	0,82	0,75	0,63	1,00	1,01	1,18	0,06	0,11	0,14	0,97	1,00
10/01/15	0,20	0,03	1,71	-1,29	-1,46	-1,59	0,18	-2,26	1,93	1,53	0,88	2,30	2,26	2,73	0,18	0,22	0,28	1,07	1,74
11/01/15	0,40	0,56	1,90	-0,18	-0,20	-0,22	0,54	-0,53	2,03	1,73	1,46	2,46	2,45	2,82	0,28	0,43	0,55	1,17	1,33
12/01/15	0,70	0,86	-0,28	1,09	0,96	1,08	0,66	3,35	-0,22	-0,17	-0,02	-0,33	-0,34	-0,51	0,02	0,61	0,83	1,08	0,23
13/01/15	0,60	0,88	0,00	1,07	1,09	1,19	0,95	1,52	0,07	0,23	0,44	0,01	0,01	-0,22	0,09	0,52	0,71	1,05	0,41
14/01/15	0,40	0,54	0,10	-0,16	-0,18	-0,20	0,93	-0,61	0,19	0,42	0,00	0,13	0,13	-0,14	0,24	0,37	0,47	1,04	1,31
15/01/15	0,25	0,28	0,58	0,30	0,30	0,33	0,71	0,07	0,64	0,66	0,62	0,74	0,75	0,74	0,13	0,26	0,34	1,08	0,94
16/01/15	0,30	0,28	0,38	0,25	0,26	0,28	0,70	-0,02	0,43	0,48	0,42	0,48	0,48	0,43	0,13	0,26	0,34	1,11	1,00
17/01/15	0,30	0,54	0,53	0,82	0,83	0,90	0,66	1,18	0,54	0,59	0,75	0,64	0,66	0,63	0,10	0,31	0,42	1,14	0,59
18/01/15	0,50	0,63	-0,05	1,11	1,01	1,12	0,50	3,47	-0,01	0,02	0,22	-0,05	-0,05	-0,15	-0,03	0,42	0,58	1,07	0,14
19/01/15	0,55	0,41	0,07	0,90	0,80	0,89	0,57	3,02	0,10	0,12	0,23	0,09	0,09	0,01	0,03	0,34	0,47	1,05	0,29
20/01/15	0,25	0,35	-0,02	1,00	0,92	1,02	0,67	2,48	0,02	0,07	0,23	-0,03	-0,03	-0,15	0,01	0,22	0,31	1,03	0,24
21/01/15	0,50	0,53	0,14	1,00	0,91	1,00	0,59	2,98	0,16	0,19	0,35	0,16	0,17	0,09	-0,03	0,41	0,58	0,98	0,14
22/01/15	0,70	0,81	0,63	1,03	0,92	1,01	1,03	2,54	0,64	0,67	0,77	0,76	0,78	0,75	0,04	0,61	0,84	0,96	0,27
23/01/15	0,20	0,47	0,33	1,25	1,25	1,37	0,82	2,21	0,35	0,46	0,77	0,39	0,41	0,27	-0,02	0,16	0,23	0,94	0,08
24/01/15	0,20	0,17	4,21	1,11	1,00	1,11	0,69	3,44	3,72	3,72	3,90	4,85	5,11	5,74	-0,03	0,11	0,16	0,85	0,00
25/01/15	0,40	0,42	0,10	0,84	0,81	0,90	0,72	1,45	0,14	0,23	0,38	0,12	0,13	-0,01	-0,02	0,41	0,56	0,80	0,15
26/01/15	0,40	0,01	0,73	0,76	0,66	0,74	0,48	3,05	0,69	0,71	0,80	0,86	0,90	0,95	-0,05	0,24	0,34	0,74	0,03
27/01/15	0,30	-0,15	1,14	0,20	0,19	0,21	0,34	0,15	1,16	1,11	1,12	1,43	1,47	1,67	0,06	0,27	0,36	0,80	0,48
28/01/15	0,25	0,06	0,87	0,49	0,47	0,52	0,63	0,54	0,89	0,89	0,94	1,08	1,11	1,17	0,05	0,22	0,29	0,85	0,45
29/01/15	0,25	-0,05	-0,84	-0,08	-0,10	-0,10	0,64	-0,46	-0,84	-0,50	-0,75	-1,10	-1,11	-1,51	0,04	0,10	0,13	0,80	0,84
30/01/15	0,25	0,77	2,01	0,88	1,12	1,17	0,84	1,41	2,05	1,80	1,97	2,50	2,55	2,67	0,06	0,22	0,29	0,94	0,51
31/01/15	0,50	0,60	0,39	0,74	0,83	0,88	0,83	0,93	0,44	0,57	0,68	0,48	0,49	0,36	0,10	0,39	0,53	0,94	0,51
Total	11,28	7,76	24,08	14,51	13,48	14,87	17,74	32,75	24,66	24,83	25,30	29,83	30,55	32,12	1,69	9,60	12,90	28,95	16,66

Table. 45 : *l'évaporation mesurée et calculée à l'étang de Château pour le mois de février 2015*

Date	Mesurée	Aldomany	B-E	Meyer	Rohwer	Penman_aéro	Romanenko	Konstantinov	Penman_com	P-M_T°air	P-M_T°eau	P-T	D-K	B-S	J-H	S-S	Makkink	Boyd	Thornthwaite
01/02/15	0,70	1,11	0,44	1,34	1,70	1,79	1,02	2,25	0,51	0,80	1,19	0,53	0,55	0,21	0,04	0,35	0,49	1,05	0,36
02/02/15	0,60	0,89	0,34	1,14	1,19	1,29	0,97	1,66	0,38	0,54	0,79	0,41	0,43	0,25	0,01	0,53	0,73	1,00	0,23
03/02/15	0,60	0,71	1,93	1,24	1,13	1,24	0,91	3,57	1,73	1,78	1,95	2,22	2,33	2,52	-0,10	0,41	0,59	0,99	0,02
04/02/15	0,60	0,92	0,72	1,38	1,37	1,49	1,25	2,16	0,73	0,87	1,13	0,85	0,89	0,73	-0,07	0,45	0,63	0,95	0,08
05/02/15	0,60	1,12	0,19	1,50	1,78	1,90	1,20	2,35	0,28	0,66	1,10	0,23	0,24	-0,19	-0,08	0,43	0,60	0,85	0,06
06/02/15	0,60	0,84	4,13	1,47	1,75	1,86	1,18	2,32	3,87	3,43	3,86	4,89	5,14	5,45	-0,07	0,24	0,34	0,75	0,00
07/02/15	0,60	0,73	2,16	1,16	1,19	1,30	1,25	1,57	2,10	2,13	2,32	2,60	2,73	2,81	-0,12	0,45	0,63	0,65	0,00
08/02/15	0,60	0,55	1,29	1,08	1,10	1,21	1,29	1,33	1,31	1,43	1,57	1,57	1,64	1,56	-0,06	0,36	0,50	0,66	0,06
09/02/15	0,60	1,06	0,73	0,93	1,02	1,11	1,81	0,73	0,88	1,20	1,10	0,93	0,96	0,60	0,12	0,82	1,08	0,62	0,41
10/02/15	0,70	0,86	1,71	0,74	0,72	0,80	1,40	0,36	1,81	1,85	1,83	2,16	2,23	2,31	0,08	0,86	1,16	0,65	0,33
11/02/15	0,25	0,98	2,21	0,79	0,76	0,84	1,33	0,57	2,27	2,27	2,29	2,77	2,86	3,08	0,06	0,93	1,26	0,70	0,29
12/02/15	0,25	0,70	1,82	0,65	0,61	0,67	1,22	0,27	1,89	1,89	1,89	2,29	2,36	2,54	0,12	0,79	1,06	0,75	0,41
13/02/15	0,25	0,65	1,96	0,45	0,46	0,50	1,09	0,08	2,08	2,00	1,92	2,50	2,55	2,77	0,22	0,74	0,97	0,83	0,65
14/02/15	0,40	0,62	1,63	0,09	0,11	0,12	1,07	-0,16	1,84	1,72	1,30	2,13	2,14	2,17	0,18	0,37	0,48	0,93	1,07
15/02/15	0,50	0,29	1,80	0,37	0,37	0,40	0,64	0,25	1,83	1,73	1,73	2,26	2,30	2,60	0,14	0,41	0,54	1,04	0,73
16/02/15	0,70	0,53	0,96	0,70	0,64	0,71	0,71	1,25	0,95	0,96	1,04	1,17	1,20	1,29	0,10	0,55	0,73	1,06	0,46
17/02/15	0,60	0,53	1,22	0,74	0,70	0,77	1,07	0,72	1,26	1,26	1,31	1,52	1,55	1,64	0,15	0,43	0,57	1,13	0,71
18/02/15	0,70	0,78	0,12	0,67	0,67	0,74	1,23	0,42	0,20	0,37	0,36	0,16	0,16	-0,08	0,25	0,65	0,84	1,09	0,82
19/02/15	1,35	1,36	1,95	1,14	1,05	1,18	1,09	2,04	1,86	1,86	2,01	2,34	2,42	2,62	0,09	0,98	1,33	1,12	0,33
20/02/15	1,10	0,93	0,67	1,11	1,16	1,27	1,04	1,51	0,69	0,81	1,03	0,81	0,83	0,71	0,09	0,54	0,72	1,12	0,43
21/02/15	0,80	0,82	0,00	0,75	0,88	0,94	1,00	0,95	0,09	0,38	0,42	0,00	0,00	-0,32	0,15	0,42	0,56	1,10	0,75
22/02/15	1,50	1,01	1,14	1,07	1,02	1,12	0,82	1,99	1,09	1,11	1,30	1,35	1,40	1,47	0,02	0,73	1,00	1,09	0,25
23/02/15	1,40	0,81	1,02	0,76	0,77	0,84	0,98	0,81	1,05	1,09	1,16	1,26	1,29	1,30	0,20	0,63	0,84	1,11	0,66
24/02/15	1,30	1,12	1,26	0,87	0,99	1,06	1,16	1,02	1,34	1,38	1,45	1,58	1,60	1,57	0,26	0,71	0,93	1,15	0,78
25/02/15	0,70	0,94	0,54	1,17	1,25	1,35	0,98	1,65	0,57	0,70	0,98	0,64	0,66	0,51	0,07	0,49	0,66	1,15	0,41
26/02/15	0,70	0,16	0,95	0,00	0,00	0,00	0,63	-0,71	1,02	0,98	0,89	1,22	1,23	1,37	0,20	0,35	0,45	1,20	1,26
27/02/15	0,90	1,56	2,31	0,66	0,81	0,86	1,05	0,86	2,42	2,14	2,09	2,92	2,94	3,16	0,53	1,02	1,32	1,28	1,12
28/02/15	1,20	1,50	0,84	1,42	1,40	1,54	1,19	2,16	0,83	0,94	1,21	0,99	1,03	0,93	0,11	0,87	1,19	1,25	0,37
Total	20,80	24,07	36,04	25,38	26,61	28,89	30,59	33,99	36,88	38,26	41,19	44,34	45,66	45,55	2,71	16,51	22,20	27,28	13,06

Table. 46 *: l'évaporation mesurée et calculée à l'étang de Château pour le mois de mars 2015*

Date	Mesurée	Aldomany	B-E	Meyer	Rohwer	Penman_aéro	Romanenko	Konstantinov	Penman_com	P-M_T°air	P-M_T°eau	P-T	D-K	B-S	J-H	S-S	Makkink	Boyd	Thornthwaite
01/03/15	0,50	0,81	1,89	0,29	0,31	0,34	0,96	0,01	2,01	1,85	1,71	2,42	2,42	2,69	0,37	0,59	0,75	1,22	1,25
02/03/15	0,60	1,13	2,34	-0,06	-0,07	-0,08	1,06	-0,43	2,58	2,23	1,82	3,05	3,02	3,36	0,57	0,74	0,93	1,31	1,66
03/03/15	1,60	1,39	1,40	0,99	1,01	1,11	1,00	1,20	1,40	1,38	1,53	1,72	1,74	1,85	0,45	0,92	1,21	1,34	0,91
04/03/15	1,50	1,59	1,88	1,22	1,28	1,40	1,34	1,41	1,90	1,85	2,02	2,31	2,34	2,47	0,50	0,94	1,22	1,39	1,01
05/03/15	2,40	2,27	0,26	1,85	2,08	2,27	1,53	2,62	0,36	0,74	1,21	0,31	0,32	-0,11	0,38	1,22	1,62	1,30	0,59
06/03/15	2,20	2,19	1,27	1,62	1,60	1,77	1,55	2,16	1,26	1,36	1,64	1,51	1,55	1,48	0,36	1,37	1,83	1,25	0,52
07/03/15	2,70	2,16	3,35	1,49	1,38	1,54	2,33	1,15	3,40	3,29	3,35	4,17	4,20	4,63	0,84	1,52	1,97	1,34	1,05
08/03/15	1,85	1,96	2,25	1,38	1,28	1,43	2,61	0,52	2,41	2,37	2,36	2,85	2,84	3,00	0,92	1,38	1,77	1,39	1,32
09/03/15	2,35	1,93	1,21	1,39	1,37	1,51	2,17	1,07	1,33	1,45	1,49	1,51	1,52	1,39	0,78	1,30	1,68	1,37	1,16
10/03/15	1,75	1,57	2,14	0,94	0,89	0,98	1,83	0,32	2,27	2,18	2,16	2,71	2,70	2,95	0,81	1,16	1,48	1,43	1,41
11/03/15	1,65	1,82	3,90	0,44	0,42	0,46	2,63	-1,44	4,40	3,99	3,74	5,14	5,01	5,79	1,59	1,67	2,06	1,53	2,27
12/03/15	1,70	2,39	6,06	1,00	0,95	1,05	1,97	0,33	6,25	5,59	5,56	7,68	7,57	8,95	1,71	1,96	2,49	1,73	1,90
13/03/15	1,30	1,76	0,92	1,45	1,49	1,63	1,76	1,46	1,01	1,13	1,26	1,13	1,13	0,99	0,67	0,86	1,11	1,75	1,59
14/03/15	1,40	1,29	-3,36	1,60	1,60	1,75	0,57	2,84	-2,86	-2,45	-1,96	-3,86	-3,97	-4,79	0,14	0,55	0,74	1,50	0,49
15/03/15	1,50	1,28	-1,49	1,49	1,37	1,51	1,19	2,93	-1,27	-1,11	-0,90	-1,75	-1,80	-2,33	0,18	0,64	0,86	1,37	0,55
16/03/15	1,60	1,50	1,77	1,22	1,11	1,23	1,99	0,84	1,85	1,81	1,84	2,21	2,21	2,35	0,61	0,97	1,26	1,42	1,22
17/03/15	2,00	1,68	1,07	1,30	1,27	1,39	0,91	2,08	1,03	1,05	1,30	1,28	1,31	1,36	0,40	1,09	1,45	1,40	0,68
18/03/15	1,70	1,57	4,60	0,91	0,81	0,90	1,71	0,26	4,69	4,35	4,35	5,79	5,75	6,76	0,89	1,15	1,48	1,60	1,61
19/03/15	1,55	1,97	2,13	0,92	0,83	0,93	2,64	-0,85	2,38	2,24	2,14	2,75	2,70	2,94	1,45	1,61	2,02	1,61	2,04
20/03/15	1,00	1,38	1,89	1,17	1,10	1,21	1,14	1,51	1,87	1,77	1,90	2,32	2,32	2,60	0,51	0,73	0,95	1,70	1,36
21/03/15	1,10	1,01	-2,10	0,83	0,76	0,84	0,76	1,36	-1,98	-1,76	-1,68	-2,59	-2,60	-3,25	0,39	0,62	0,81	1,55	1,19
22/03/15	0,90	1,31	-0,34	1,49	1,54	1,68	1,46	1,79	-0,22	0,07	0,31	-0,41	-0,41	-0,83	0,27	0,48	0,62	1,53	1,05
23/03/15	1,90	1,52	-0,94	1,34	1,27	1,40	1,30	1,95	-0,80	-0,61	-0,44	-1,14	-1,15	-1,61	0,40	0,92	1,22	1,41	0,80
24/03/15	1,80	1,56	4,52	0,97	0,89	0,98	1,49	0,73	4,54	4,19	4,22	5,65	5,62	6,59	0,81	1,10	1,42	1,61	1,49
25/03/15	1,00	1,37	-2,15	1,44	1,55	1,68	0,71	2,21	-1,88	-1,41	-0,95	-2,53	-2,59	-3,25	0,21	0,63	0,85	1,43	0,63
26/03/15	1,80	1,74	0,39	1,75	1,80	1,96	0,94	2,83	0,40	0,52	1,03	0,45	0,46	0,31	0,13	0,85	1,17	1,38	0,37
27/03/15	1,60	1,20	1,19	0,82	0,85	0,93	0,68	1,07	1,19	1,13	1,29	1,46	1,47	1,61	0,41	0,76	1,00	1,40	1,01
28/03/15	1,30	1,18	1,87	0,64	0,63	0,69	0,81	0,63	1,89	1,74	1,80	2,33	2,33	2,66	0,54	0,84	1,08	1,47	1,28
29/03/15	1,00	1,15	1,69	0,41	0,45	0,49	0,79	0,36	1,77	1,57	1,52	2,14	2,12	2,37	0,44	0,58	0,73	1,55	1,60
30/03/15	1,00	1,40	0,28	0,23	0,28	0,30	0,70	0,24	0,36	0,51	0,33	0,36	0,36	0,18	0,46	0,58	0,74	1,54	1,68
31/03/15	1,20	1,68	1,67	0,35	0,44	0,47	0,83	0,44	1,79	1,55	1,38	2,13	2,10	2,26	0,69	0,84	1,07	1,59	1,75
Total	47,45	48,72	41,55	32,87	32,55	35,76	43,35	33,58	45,32	44,58	47,34	53,10	52,58	55,35	18,88	30,55	39,60	45,41	37,46

Table. 47 *: l'évaporation mesurée et calculée à l'étang de Château pour le mois d'avril 2015*

Date	Mesurée	Aldomany	B-E	Meyer	Rohwer	Penman_aéro	Romanenko	Konstantinov	Penman_com	P-M_T°air	P-M_T°eau	P-T	D-K	B-S	J-H	S-S	Makkink	Boyd	Thornthwaite
01/04/15	2,20	2,24	1,54	1,63	1,97	2,12	1,55	2,43	1,63	1,72	2,00	1,90	1,90	1,74	0,76	1,12	1,44	1,67	1,39
02/04/15	1,40	1,87	0,80	1,75	1,86	2,04	1,33	2,33	0,82	0,96	1,38	0,95	0,96	0,81	0,47	0,88	1,16	1,67	1,02
03/04/15	0,60	1,01	-0,43	0,79	0,82	0,90	0,70	0,98	-0,37	-0,19	-0,05	-0,54	-0,54	-0,80	0,30	0,44	0,58	1,64	1,36
04/04/15	1,00	1,15	0,60	0,76	0,73	0,80	0,70	0,95	0,62	0,63	0,73	0,74	0,74	0,77	0,48	0,72	0,93	1,64	1,36
05/04/15	2,00	2,33	2,27	1,68	1,77	1,92	1,51	2,08	2,22	2,14	2,46	2,74	2,76	2,95	0,84	1,43	1,87	1,67	1,14
06/04/15	4,60	3,21	3,47	2,45	2,53	2,76	2,69	2,73	3,39	3,34	3,66	4,18	4,21	4,43	1,18	1,97	2,59	1,72	1,16
07/04/15	5,30	3,19	3,24	2,33	2,40	2,63	3,34	2,09	3,39	3,38	3,49	4,03	4,01	4,14	1,63	2,12	2,72	1,76	1,62
08/04/15	4,50	3,32	3,85	2,50	2,54	2,80	3,11	2,48	3,87	3,75	3,98	4,71	4,71	5,02	1,56	2,13	2,76	1,83	1,49
09/04/15	4,55	3,30	6,20	2,10	1,99	2,20	3,72	0,96	6,47	5,87	5,85	7,84	7,68	8,86	2,43	2,51	3,17	2,00	2,27
10/04/15	3,20	3,35	4,25	2,33	2,37	2,60	3,16	2,04	4,35	4,06	4,19	5,28	5,19	5,73	2,14	2,31	2,96	2,07	2,09
11/04/15	2,00	2,27	1,12	1,69	1,74	1,90	2,47	1,42	1,29	1,43	1,47	1,40	1,38	1,18	1,17	1,20	1,53	2,08	2,27
12/04/15	2,40	2,41	0,27	1,58	1,50	1,66	1,42	1,95	0,34	0,44	0,64	0,33	0,33	0,14	1,24	1,59	2,05	1,99	1,63
13/04/15	3,70	3,31	7,78	1,70	1,59	1,77	2,58	1,08	7,84	6,92	6,95	9,74	9,52	11,35	2,72	2,65	3,36	2,21	2,45
14/04/15	4,05	3,53	6,55	1,72	1,63	1,81	3,72	0,23	7,02	6,11	5,99	8,40	8,08	9,56	3,55	2,99	3,73	2,34	3,17
15/04/15	4,10	3,79	6,42	2,25	2,22	2,45	4,20	1,07	6,87	6,00	5,88	8,18	7,86	9,16	3,68	3,01	3,78	2,46	3,29
16/04/15	4,60	3,46	3,14	2,72	2,77	3,03	4,20	1,96	3,45	3,32	3,30	3,96	3,82	3,99	2,66	2,24	2,84	2,50	3,09
17/04/15	2,70	2,97	0,58	2,18	2,31	2,51	2,73	2,09	0,78	1,08	1,20	0,73	0,71	0,29	1,92	1,72	2,19	2,44	2,76
18/04/15	2,35	2,63	-0,80	2,00	1,97	2,16	1,58	2,32	-0,64	-0,35	-0,05	-0,97	-0,95	-1,47	1,40	1,50	1,95	2,31	2,05
19/04/15	3,85	3,05	2,78	2,87	2,91	3,18	3,32	2,69	2,87	2,82	3,06	3,41	3,34	3,47	1,62	1,58	2,04	2,39	2,38
20/04/15	1,70	2,20	-1,10	1,58	1,42	1,58	1,63	1,92	-0,96	-0,78	-0,66	-1,35	-1,33	-1,87	1,22	1,26	1,62	2,27	2,20
21/04/15	2,50	3,14	3,81	2,01	1,82	2,03	2,23	2,11	3,74	3,41	3,55	4,67	4,59	5,30	2,20	2,23	2,87	2,32	2,25
22/04/15	5,00	3,97	7,49	2,45	2,26	2,51	4,44	0,73	7,88	6,87	6,82	9,51	9,15	10,83	3,93	3,25	4,09	2,48	3,20
23/04/15	4,25	4,00	5,96	2,70	2,74	3,00	3,83	2,08	6,18	5,45	5,50	7,48	7,21	8,31	3,61	3,00	3,81	2,58	3,12
24/04/15	3,05	2,99	0,92	2,28	2,34	2,55	2,36	2,25	1,05	1,19	1,42	1,14	1,10	0,90	1,89	1,69	2,17	2,54	2,71
25/04/15	1,70	3,22	3,98	2,01	1,91	2,10	2,25	1,76	3,97	3,51	3,65	4,92	4,77	5,58	2,56	2,21	2,84	2,61	2,88
26/04/15	2,10	2,62	-0,54	2,22	2,07	2,28	1,45	3,02	-0,41	-0,25	0,04	-0,65	-0,64	-1,02	1,35	1,37	1,79	2,52	2,20
27/04/15	1,20	2,04	-2,25	1,72	1,82	1,96	1,16	2,07	-2,03	-1,45	-1,11	-2,74	-2,69	-3,57	0,74	0,73	0,95	2,40	2,31
28/04/15	3,35	2,92	-2,21	2,81	3,04	3,30	1,99	3,59	-1,83	-1,04	-0,38	-2,61	-2,61	-3,66	1,10	1,41	1,85	2,20	1,58
29/04/15	3,45	3,25	2,48	2,73	2,64	2,91	1,62	3,91	2,23	2,15	2,69	2,87	2,89	3,15	1,25	1,87	2,49	2,21	1,27
30/04/15	4,50	3,23	3,33	2,78	2,71	2,98	1,74	3,80	2,99	2,81	3,35	3,86	3,88	4,33	1,34	1,82	2,42	2,27	1,43
Total	91,90	85,96	75,51	62,30	62,38	68,43	72,72	61,12	79,05	75,27	81,00	94,11	92,03	99,60	52,93	54,96	70,51	64,79	63,15

Table. 48 *: l'évaporation mesurée et calculée à l'étang de Château pour le mois de mai 2015*

Date	Mesurée	Aldomany	B-E	Meyer	Rohwer	Penman_aéro	Romanenko	Konstantinov	Penman_com	P-M_T°air	P-M_T°eau	P-T	D-K	B-S	J-H	S-S	Makkink	Boyd	Thornthwaite
01/05/15	1,70	2,27	-0,64	1,23	1,46	1,57	1,40	1,63	-0,51	0,04	0,13	-0,81	-0,79	-1,40	1,05	1,03	1,31	2,12	2,36
02/05/15	1,30	1,68	-0,64	0,77	0,81	0,88	0,84	0,81	-0,57	-0,31	-0,23	-0,80	-0,78	-1,15	0,78	0,79	1,01	2,06	2,22
03/05/15	1,60	1,57	1,43	-0,01	-0,01	-0,01	0,76	-0,49	1,53	1,34	1,22	1,83	1,77	2,09	1,12	1,02	1,29	2,08	2,69
04/05/15	2,40	2,15	4,41	0,33	0,31	0,34	1,70	-0,73	4,70	4,05	3,91	5,67	5,45	6,59	1,91	1,63	2,04	2,20	3,03
05/05/15	2,20	2,98	5,51	1,60	1,86	1,98	3,97	1,37	6,25	5,45	4,89	7,15	6,80	7,64	2,27	1,76	2,19	2,37	3,57
06/05/15	4,20	3,04	-0,15	2,55	2,69	2,93	1,98	3,03	0,00	0,37	0,85	-0,18	-0,18	-0,68	1,55	1,68	2,19	2,27	1,94
07/05/15	3,05	3,79	3,38	2,65	2,63	2,89	1,61	3,47	3,08	2,84	3,39	3,97	3,96	4,47	2,06	2,57	3,38	2,25	1,57
08/05/15	3,25	3,26	5,77	2,01	1,89	2,09	2,09	1,99	5,62	4,96	5,13	7,08	6,92	8,23	2,47	2,32	2,98	2,39	2,44
09/05/15	2,50	2,70	0,06	1,56	1,66	1,80	1,86	1,56	0,20	0,49	0,60	0,08	0,08	-0,32	1,76	1,61	2,05	2,30	2,60
10/05/15	3,55	3,86	6,99	2,41	2,37	2,62	2,26	2,45	6,73	5,84	6,13	8,54	8,35	9,89	3,08	2,87	3,69	2,46	2,44
11/05/15	4,35	4,42	11,81	2,31	2,08	2,32	3,39	1,21	11,87	10,08	10,11	14,79	14,17	17,42	5,07	3,88	4,92	2,74	3,42
12/05/15	5,00	4,52	8,68	2,30	2,25	2,48	3,68	1,28	9,02	7,47	7,43	10,98	10,43	12,66	5,52	3,94	4,96	2,87	3,91
13/05/15	3,45	4,62	8,69	2,46	2,37	2,62	3,08	1,72	8,75	7,24	7,32	10,86	10,34	12,63	5,59	3,97	5,04	3,00	3,86
14/05/15	6,20	4,20	-0,62	2,89	3,00	3,28	3,28	2,67	-0,35	0,21	0,41	-0,77	-0,74	-1,59	3,97	3,07	3,91	2,79	3,34
15/05/15	3,85	3,62	-1,72	3,88	4,18	4,54	1,85	5,04	-1,32	-0,67	0,43	-1,98	-1,97	-2,85	1,59	1,72	2,29	2,63	1,85
16/05/15	4,35	3,71	-1,27	3,02	3,32	3,61	2,26	3,76	-0,99	-0,26	0,38	-1,53	-1,51	-2,43	2,24	2,24	2,90	2,42	2,17
17/05/15	1,80	2,95	2,60	1,86	1,81	2,00	2,08	1,66	2,65	2,41	2,56	3,22	3,13	3,52	2,13	1,89	2,40	2,45	2,69
18/05/15	5,50	4,19	7,93	2,94	2,76	3,06	2,40	3,29	7,39	6,49	6,82	9,53	9,33	11,13	3,32	3,06	3,97	2,63	2,44
19/05/15	4,60	4,67	5,64	3,88	4,30	4,65	2,88	4,76	5,37	4,74	5,51	6,77	6,61	7,44	3,52	3,16	4,12	2,69	2,52
20/05/15	4,50	3,37	-2,56	3,44	3,49	3,81	1,82	4,44	-2,06	-1,45	-0,64	-2,95	-2,95	-3,95	1,39	1,65	2,19	2,47	1,64
21/05/15	4,50	3,89	2,40	3,20	3,11	3,43	1,38	4,61	2,09	1,98	2,71	2,73	2,74	3,03	1,82	2,38	3,17	2,43	1,43
22/05/15	5,00	3,55	1,52	2,96	2,97	3,27	2,15	3,50	1,50	1,56	2,11	1,80	1,78	1,73	1,94	2,13	2,78	2,37	1,88
23/05/15	4,10	3,95	4,85	2,74	2,77	3,05	2,97	2,63	4,82	4,34	4,60	5,95	5,81	6,60	3,08	2,84	3,64	2,43	2,50
24/05/15	4,00	3,77	5,57	2,34	2,32	2,55	3,47	1,61	5,78	5,06	5,09	7,00	6,74	7,84	3,46	2,84	3,60	2,52	3,09
25/05/15	3,90	2,94	3,54	2,33	2,13	2,37	2,41	2,30	3,50	3,12	3,28	4,34	4,22	4,89	1,93	1,66	2,13	2,61	2,78
26/05/15	4,40	4,27	2,41	3,07	3,33	3,62	3,16	3,36	2,56	2,60	2,93	2,96	2,88	2,83	3,48	3,05	3,91	2,53	2,71
27/05/15	3,65	3,87	3,30	2,86	2,73	3,02	2,67	2,93	3,22	2,97	3,28	3,99	3,91	4,36	2,86	2,67	3,45	2,52	2,40
28/05/15	5,00	4,73	9,33	3,19	3,03	3,35	2,90	3,21	8,78	7,62	7,95	11,28	10,98	13,15	4,26	3,70	4,79	2,71	2,67
29/05/15	5,95	4,45	6,31	3,59	3,63	3,97	2,70	3,84	5,92	5,15	5,71	7,57	7,37	8,62	3,57	3,06	3,98	2,81	2,70
30/05/15	3,00	3,21	-1,34	3,29	3,23	3,55	2,43	3,63	-1,05	-0,60	-0,11	-1,60	-1,56	-2,38	1,66	1,51	1,97	2,70	2,45
31/05/15	2,65	3,19	-0,92	2,38	2,30	2,54	1,81	2,67	-0,74	-0,44	-0,12	-1,12	-1,09	-1,67	2,12	1,97	2,54	2,54	2,43
Total	115,50	109,40	102,26	76,03	76,79	84,19	73,22	79,23	103,75	94,70	103,78	126,36	122,22	138,34	82,58	73,67	94,78	77,35	79,75

Table. 49 : *l'évaporation mesurée et calculée à l'étang de Château pour le mois de juin 2015*

Date	Mesurée	Aldomany	B-E	Meyer	Rohwer	Penman_aéro	Romanenko	Konstantinov	Penman_com	P-M_T°air	P-M_T°eau	P-T	D-K	B-S	J-H	S-S	Makkink	Boyd	Thornthwaite
01/06/15	3,25	3,81	5,82	2,53	2,61	2,86	2,97	2,30	5,89	5,08	5,24	7,24	6,98	8,15	3,33	2,68	3,42	2,74	3,23
02/06/15	4,00	4,71	6,23	2,62	2,71	2,97	2,92	2,47	6,25	5,36	5,56	7,73	7,45	8,74	4,91	3,97	5,06	2,76	3,20
03/06/15	4,00	5,02	12,81	3,19	3,09	3,41	3,22	2,75	12,39	10,31	10,56	15,75	15,12	18,49	5,61	4,21	5,40	3,07	3,54
04/06/15	5,40	5,18	11,28	2,63	2,41	2,68	5,08	0,23	11,98	9,67	9,56	14,40	13,52	16,72	7,78	5,03	6,28	3,23	4,84
05/06/15	6,00	5,70	16,39	3,78	3,73	4,10	5,53	2,24	17,01	13,29	13,22	20,74	19,38	24,16	8,67	5,26	6,63	3,58	5,27
06/06/15	7,50	4,73	3,47	4,25	4,03	4,47	4,27	3,26	3,60	3,14	3,40	4,28	4,05	4,51	5,02	3,26	4,20	3,56	4,46
07/06/15	3,70	5,53	3,33	3,77	3,54	3,93	4,93	2,22	3,62	3,17	3,24	4,17	3,94	4,30	7,59	4,95	6,28	3,40	4,57
08/06/15	7,20	5,77	8,72	5,09	4,79	5,32	5,81	3,53	8,74	7,32	7,53	10,78	10,21	12,14	7,21	4,74	6,08	3,49	4,39
09/06/15	8,00	5,25	1,93	5,10	5,09	5,59	4,66	4,64	2,12	2,21	2,71	2,34	2,25	1,98	5,23	3,72	4,82	3,36	3,76
10/06/15	5,80	3,51	-3,09	3,37	3,09	3,43	2,87	3,39	-2,68	-2,09	-1,81	-3,75	-3,61	-4,95	2,40	1,82	2,36	3,16	3,41
11/06/15	3,30	4,55	4,19	1,98	1,77	1,97	3,20	0,59	4,40	3,70	3,69	5,28	5,01	5,97	6,00	4,19	5,30	3,07	4,16
12/06/15	3,30	4,06	9,18	3,88	4,03	4,38	2,90	3,95	8,76	7,17	7,70	11,19	10,69	12,95	3,20	2,25	2,92	3,36	3,84
13/06/15	3,10	3,96	-1,60	2,32	2,07	2,30	2,50	1,97	-1,39	-1,08	-0,98	-1,98	-1,89	-2,72	4,17	3,02	3,87	3,11	3,79
14/06/15	3,20	3,52	4,48	3,44	3,38	3,71	2,08	3,64	4,22	3,62	4,13	5,40	5,20	6,16	2,28	1,72	2,24	3,25	3,41
15/06/15	2,40	2,80	-3,69	2,98	2,73	3,03	1,67	3,90	-3,22	-2,65	-2,30	-4,41	-4,28	-5,58	1,23	1,00	1,31	3,08	2,99
16/06/15	2,70	4,18	1,11	2,36	2,34	2,57	2,37	2,13	1,24	1,26	1,46	1,37	1,32	1,23	4,24	3,29	4,20	2,91	3,41
17/06/15	5,50	5,13	7,22	3,90	4,09	4,47	3,57	4,03	7,03	6,05	6,53	8,80	8,50	9,87	5,02	3,96	5,10	2,99	3,24
18/06/15	4,50	4,24	5,04	3,21	3,17	3,50	2,82	3,07	4,93	4,27	4,63	6,16	5,94	6,94	3,84	2,96	3,81	3,05	3,36
19/06/15	5,20	4,65	6,30	3,32	3,49	3,81	3,08	3,36	6,26	5,29	5,65	7,77	7,44	8,74	4,73	3,48	4,46	3,12	3,67
20/06/15	5,30	5,20	7,02	3,83	3,66	4,05	3,26	3,65	6,67	5,73	6,12	8,49	8,19	9,73	5,44	4,14	5,37	3,16	3,37
21/06/15	4,90	4,62	6,78	3,77	3,58	3,96	3,33	3,39	6,54	5,56	5,89	8,26	7,92	9,45	4,58	3,31	4,28	3,27	3,69
22/06/15	5,30	5,01	6,39	3,78	3,73	4,10	3,67	3,25	6,33	5,36	5,67	7,86	7,50	8,87	5,63	3,92	5,04	3,32	3,98
23/06/15	6,00	5,06	5,08	4,73	4,60	5,06	3,97	4,41	4,89	4,32	4,82	6,12	5,89	6,72	4,82	3,53	4,60	3,34	3,55
24/06/15	6,10	5,38	3,47	4,27	4,15	4,56	3,97	3,81	3,49	3,19	3,58	4,22	4,06	4,43	5,76	4,26	5,52	3,23	3,55
25/06/15	6,30	5,19	8,79	4,21	3,76	4,20	4,27	3,60	8,48	7,16	7,37	10,74	10,26	12,40	5,83	4,08	5,27	3,36	3,89
26/06/15	6,00	5,48	8,35	4,05	3,59	4,02	4,73	2,81	8,30	6,89	7,02	10,33	9,80	11,87	7,07	4,71	6,03	3,43	4,31
27/06/15	5,10	4,61	5,62	4,81	4,79	5,27	4,12	4,34	5,53	4,76	5,23	6,85	6,52	7,54	4,16	2,79	3,61	3,54	4,16
28/06/15	5,70	5,28	1,31	3,56	3,28	3,65	3,87	2,67	1,50	1,42	1,59	1,62	1,54	1,40	6,58	4,54	5,82	3,31	4,06
29/06/15	6,00	5,63	13,36	4,24	3,80	4,25	4,77	2,84	13,12	10,69	10,83	16,53	15,62	19,35	7,61	4,88	6,26	3,57	4,59
30/06/15	6,00	5,89	12,35	4,33	3,95	4,39	6,91	1,13	13,11	10,23	10,15	15,69	14,57	18,06	9,61	5,56	7,01	3,74	5,74
Total	150,75	143,62	177,65	109,29	105,04	116,01	113,32	89,56	179,12	150,39	157,99	219,98	209,10	247,63	159,54	111,25	142,54	97,56	117,42

Table. 50 : *l'évaporation mesurée et calculée à l'étang de Château pour le mois de juillet 2015*

Date	Mesurée	Aldomany	B-E	Meyer	Rohwer	Penman_aéro	Romanenko	Konstantinov	Penman_com	P-M_T°air	P-M_T°eau	P-T	D-K	B-S	J-H	S-S	Makkink	Boyd	Thornthwaite
01/07/15	7,00	5,96	11,02	5,27	5,19	5,70	6,36	3,55	11,40	9,03	9,11	13,82	12,88	15,67	8,84	5,10	6,51	3,76	5,41
02/07/15	7,00	6,03	6,75	5,22	5,32	5,83	6,36	3,98	7,26	6,02	6,07	8,49	7,90	9,12	9,05	5,22	6,64	3,74	5,44
03/07/15	7,20	5,91	6,99	4,60	4,60	5,05	5,80	3,21	7,45	6,06	6,09	8,79	8,19	9,64	9,05	5,23	6,64	3,72	5,44
04/07/15	6,60	5,44	6,05	5,17	5,09	5,61	5,29	3,94	6,24	5,19	5,45	7,50	7,03	8,18	6,89	4,09	5,25	3,74	5,04
05/07/15	6,00	5,35	3,19	5,26	5,66	6,16	5,24	5,21	3,59	3,44	3,74	3,97	3,73	3,70	6,36	3,81	4,88	3,68	5,01
06/07/15	7,00	5,81	5,77	4,79	4,44	4,93	5,14	3,22	5,89	4,87	5,06	7,14	6,72	7,89	8,08	4,95	6,37	3,63	4,76
07/07/15	7,40	5,58	10,31	5,69	5,91	6,45	5,03	5,23	10,22	8,18	8,63	12,72	11,94	14,41	6,84	4,04	5,23	3,81	5,01
08/07/15	7,40	5,49	-2,39	6,88	7,81	8,44	4,01	8,68	-1,73	-0,31	1,18	-2,84	-2,73	-4,50	4,74	3,25	4,29	3,57	3,70
09/07/15	5,90	5,30	-2,36	5,19	5,30	5,81	3,81	5,32	-1,83	-0,90	-0,13	-2,83	-2,73	-4,18	4,96	3,67	4,79	3,26	3,35
10/07/15	8,00	5,66	6,49	4,69	4,54	5,01	5,88	3,18	6,76	5,79	5,92	8,09	7,66	8,83	7,19	4,77	6,08	3,26	4,26
11/07/15	6,10	5,43	9,70	5,25	5,53	6,04	5,35	4,98	9,76	8,08	8,43	12,00	11,35	13,42	6,22	4,01	5,14	3,44	4,41
12/07/15	6,50	5,42	2,61	4,87	4,90	5,39	4,12	4,59	2,72	2,63	3,17	3,17	3,03	3,06	5,82	4,07	5,27	3,32	3,74
13/07/15	6,20	5,31	5,45	4,52	4,36	4,82	4,10	3,91	5,36	4,63	5,02	6,65	6,35	7,35	5,89	4,08	5,28	3,31	3,81
14/07/15	5,40	4,96	5,22	4,81	4,86	5,34	3,90	4,60	5,10	4,46	5,02	6,34	6,06	6,92	4,81	3,33	4,32	3,35	3,79
15/07/15	6,40	5,39	5,56	3,57	3,24	3,61	4,62	1,98	5,75	4,79	4,86	6,94	6,56	7,76	7,36	4,81	6,13	3,30	4,39
16/07/15	6,90	5,55	13,00	4,27	4,07	4,49	6,55	1,88	13,72	10,80	10,71	16,49	15,36	18,97	8,23	4,88	6,15	3,53	5,33
17/07/15	5,20	5,10	5,94	4,39	4,46	4,88	4,65	3,63	6,15	5,14	5,36	7,39	6,95	8,09	6,13	3,76	4,82	3,57	4,81
18/07/15	5,20	4,87	4,32	4,20	3,98	4,40	6,76	1,60	4,94	4,12	3,99	5,49	5,10	5,66	6,24	3,65	4,59	3,56	5,48
19/07/15	6,80	5,88	7,86	5,30	5,54	6,04	5,59	4,73	8,10	6,74	7,01	9,78	9,18	10,73	7,90	4,82	6,18	3,60	4,85
20/07/15	3,80	4,15	-0,88	4,70	4,41	4,89	3,85	4,14	-0,55	-0,19	0,20	-1,07	-1,01	-1,88	3,11	2,07	2,70	3,50	4,03
21/07/15	5,30	5,17	2,70	2,96	2,72	3,02	4,25	1,32	2,98	2,54	2,55	3,40	3,19	3,52	7,38	4,68	5,93	3,33	4,67
22/07/15	4,25	4,59	9,67	4,70	4,68	5,14	4,77	3,78	9,67	7,82	8,09	11,98	11,28	13,66	4,47	2,76	3,54	3,59	4,73
23/07/15	6,35	5,47	-0,54	4,54	4,47	4,92	4,74	3,67	-0,16	0,34	0,63	-0,66	-0,63	-1,61	6,56	4,40	5,66	3,32	4,10
24/07/15	5,40	4,72	6,65	5,05	4,87	5,36	4,43	4,32	6,45	5,48	5,91	8,09	7,70	9,06	4,32	2,89	3,77	3,46	4,00
25/07/15	5,00	4,97	-2,01	5,24	6,00	6,46	4,20	6,51	-1,47	-0,07	0,70	-2,45	-2,34	-4,06	4,35	3,09	4,00	3,22	3,67
26/07/15	4,80	3,94	-1,66	4,70	4,67	5,12	3,62	4,75	-1,24	-0,58	0,06	-1,98	-1,92	-3,07	2,30	1,82	2,38	3,09	3,02
27/07/15	4,10	3,95	0,04	3,27	3,54	3,84	2,84	3,57	0,27	0,72	1,14	0,05	0,05	-0,58	3,17	2,37	3,05	2,97	3,43
28/07/15	4,10	3,57	0,63	3,88	4,14	4,50	3,53	4,10	0,88	1,28	1,75	0,77	0,74	0,16	2,08	1,60	2,06	2,95	3,30
29/07/15	2,50	3,13	0,77	1,54	1,45	1,60	2,18	0,88	0,91	0,87	0,90	0,96	0,92	0,84	2,81	2,04	2,58	2,88	3,76
30/07/15	4,30	2,46	-2,04	3,52	3,21	3,57	2,77	4,17	-1,67	-1,29	-0,95	-2,43	-2,37	-3,36	0,40	0,34	0,44	2,85	2,66
31/07/15	4,30	3,78	2,80	4,03	3,81	4,21	4,17	3,51	2,87	2,70	3,00	3,41	3,29	3,45	2,48	1,97	2,55	2,90	3,08
Total	178,40	154,34	127,61	142,06	142,77	156,63	143,92	122,15	135,80	118,38	128,68	159,17	149,43	166,86	174,04	111,57	143,22	105,22	132,50

Table. 51 *: l'évaporation mesurée et calculée à l'étang de Château pour le mois d'août 2015*

Date	Mesurée	Aldomany	B-E	Meyer	Rohwer	Penman_aéro	Romanenko	Konstantinov	Penman_com	P-M_T°air	P-M_T°eau	P-T	D-K	B-S	J-H	S-S	Makkink	Boyd	Thornthwaite
01/08/15	4,30	3,32	-1,39	2,68	2,40	2,67	3,72	1,63	-1,14	-0,84	-0,78	-1,73	-1,66	-2,60	2,59	2,01	2,56	2,75	3,33
02/08/15	5,20	4,73	6,78	2,66	2,48	2,75	4,04	1,33	7,01	5,99	6,00	8,52	8,14	9,70	5,61	4,19	5,30	2,78	3,59
03/08/15	7,00	5,16	15,82	3,16	2,99	3,30	5,12	1,28	16,39	13,19	13,13	20,04	18,86	23,48	7,14	4,67	5,88	3,16	4,52
04/08/15	4,00	4,05	7,36	3,57	3,49	3,84	3,58	2,88	7,33	6,04	6,28	9,11	8,63	10,41	3,61	2,38	3,05	3,35	4,26
05/08/15	5,30	4,87	0,55	2,63	2,41	2,68	3,59	1,41	0,78	0,78	0,83	0,69	0,65	0,34	6,38	4,35	5,53	3,11	4,13
06/08/15	6,00	5,20	15,05	3,42	3,22	3,56	4,92	1,63	15,44	12,20	12,19	18,98	17,77	22,23	7,37	4,52	5,72	3,45	4,97
07/08/15	5,80	4,75	7,13	3,96	3,69	4,09	4,35	2,63	7,20	5,86	6,01	8,86	8,33	10,09	5,51	3,41	4,37	3,56	4,74
08/08/15	2,65	3,30	-4,21	4,03	3,83	4,24	3,07	3,73	-3,67	-2,71	-2,31	-5,11	-4,88	-6,67	1,45	0,99	1,28	3,40	3,90
09/08/15	1,50	2,62	-9,33	2,61	2,36	2,63	1,44	3,48	-8,44	-7,08	-6,80	-11,25	-10,89	-13,81	1,12	0,89	1,15	2,99	3,06
10/08/15	3,25	4,23	2,45	1,67	1,48	1,65	2,78	0,44	2,62	2,25	2,24	3,09	2,94	3,38	5,35	3,87	4,88	2,85	3,80
11/08/15	5,15	5,10	14,42	2,61	2,35	2,62	3,96	0,98	14,66	11,95	11,95	18,16	17,14	21,43	7,21	4,80	6,07	3,15	4,34
12/08/15	5,00	5,00	12,94	2,78	2,47	2,76	5,00	0,06	13,57	10,74	10,68	16,46	15,36	19,28	7,47	4,54	5,71	3,40	5,14
13/08/15	4,40	3,52	4,13	3,79	3,43	3,82	2,57	3,88	3,96	3,31	3,61	5,02	4,77	5,71	2,11	1,38	1,80	3,55	4,13
14/08/15	3,00	2,74	-11,02	3,19	3,25	3,55	1,14	3,81	-9,75	-7,64	-6,92	-13,13	-12,73	-16,10	0,86	0,68	0,89	3,09	3,00
15/08/15	3,00	3,40	-4,62	3,11	3,27	3,56	2,15	3,51	-4,09	-2,87	-2,30	-5,59	-5,42	-7,22	2,08	1,75	2,27	2,80	2,82
16/08/15	4,05	3,79	2,49	3,08	2,77	3,08	2,22	4,16	2,36	2,15	2,44	2,97	2,90	3,27	2,77	2,45	3,20	2,78	2,56
17/08/15	4,10	3,89	4,66	3,23	2,99	3,31	3,22	2,96	4,56	4,02	4,25	5,68	5,49	6,38	3,15	2,51	3,24	2,86	3,09
18/08/15	3,90	3,50	2,42	2,94	2,64	2,94	2,57	3,39	2,39	2,14	2,35	2,93	2,84	3,18	2,57	2,08	2,69	2,87	2,99
19/08/15	4,00	4,36	3,79	2,78	2,60	2,88	2,69	2,59	3,74	3,30	3,52	4,64	4,48	5,19	4,30	3,43	4,41	2,83	3,10
20/08/15	5,15	4,62	8,22	2,92	2,55	2,86	3,10	2,91	7,97	6,84	6,96	10,10	9,71	11,81	5,03	3,81	4,89	2,96	3,38
21/08/15	5,45	4,64	8,97	2,66	2,28	2,56	3,71	1,46	9,04	7,54	7,57	11,22	10,65	13,13	5,83	4,02	5,10	3,10	4,05
22/08/15	5,50	4,63	8,64	3,07	2,75	3,06	4,21	1,49	8,79	7,22	7,26	10,82	10,22	12,54	5,70	3,75	4,77	3,24	4,37
23/08/15	4,00	3,61	2,70	3,71	3,46	3,81	3,15	3,36	2,72	2,39	2,68	3,30	3,15	3,52	2,45	1,70	2,20	3,31	3,83
24/08/15	3,00	4,08	-4,74	3,86	4,41	4,73	2,36	4,98	-4,13	-2,49	-1,62	-5,73	-5,53	-7,55	2,87	2,26	2,95	2,99	3,08
25/08/15	4,00	3,74	-1,52	3,08	2,93	3,24	2,12	3,51	-1,24	-0,86	-0,45	-1,82	-1,78	-2,56	2,68	2,34	3,04	2,79	2,63
26/08/15	4,60	4,20	6,73	2,60	2,57	2,82	2,95	2,12	6,74	5,69	5,84	8,36	8,00	9,59	4,33	3,23	4,12	2,90	3,53
27/08/15	5,00	4,25	8,10	2,52	2,52	2,76	3,32	1,82	8,29	6,80	6,85	10,17	9,64	11,71	4,73	3,27	4,14	3,05	4,06
28/08/15	3,15	3,40	4,74	1,97	1,73	1,94	3,42	0,19	5,00	4,11	4,08	5,99	5,65	6,83	3,27	2,15	2,71	3,15	4,46
29/08/15	4,00	3,61	4,41	2,03	1,78	1,99	3,61	0,06	4,70	3,83	3,80	5,59	5,26	6,32	3,80	2,45	3,08	3,21	4,62
30/08/15	3,00	4,88	8,94	3,18	2,94	3,27	5,04	1,13	9,39	7,57	7,53	11,31	10,60	12,97	6,60	4,13	5,20	3,34	4,85
31/08/15	3,00	4,02	1,50	3,42	3,19	3,53	3,66	2,52	1,69	1,57	1,74	1,86	1,76	1,71	3,70	2,48	3,18	3,29	4,14
Total	131,45	127,24	126,10	92,91	87,22	96,49	102,77	71,33	133,89	113,00	118,63	159,51	150,05	177,71	129,65	90,46	115,38	96,05	118,47

Nous savons que plus la valeur moyenne de l'écart quadratique journalier entre l'évaporation mesurée et calculée est proche du zéro, plus la méthode est fiable. Selon ce critère nous trouvons que la méthode d'Aldomany est la meilleure méthode utilisée dans notre thèse pour estimer l'évaporation de ce type d'étang, car la valeur moyenne de son écart quadratique (ÉQM) pour la totalité de la période d'étude (365 jours) est égale à (0,527 mm/jour). En deuxième place vient la méthode de Makkink avec un ÉQM égal à (0,65 mm/jour). Au total, dix méthodes disposent d'un ÉQM inférieur à (1 mm/jour) et seulement deux méthodes ont un ÉQM dépassant (1,5 mm/jour) (voir la table. 52).

Table. 52 : *L'écart quadratique moyen journalier en (mm) entre l'évaporation mesurée et calculée à l'étang du Château pour la période allant (du 1er septembre 2014 au 31 août 2015).*

Méthode	Aldomany	B-É	Rohwer	Meyer	Penman-1	Romaninko	Konstantinov	Penman-2	P-M Tair
ÉQM	0,53	1,13	0,95	1,02	0,91	0,91	1,66	1,13	1,06
Méthode	P-M Teau	P-T	D-K	B-S	J-H	S-S	Thornthwaite	Boyd	Makkink
ÉQM	0,96	1,36	1,3	1,65	0,91	0,94	0,91	0,98	0,65

Les (Figures. 68-a, 68-b et 68-c) montrent le coefficient de corrélation (R^2) entre l'évaporation mesurée et calculée selon les 18 méthodes utilisées dans cette thèse. Comme dans le cas précédent, la formule d'Aldomany a le coefficient le plus élevé ($R^2 = 0,88$). La méthode de Makkink vient en deuxième place avec un coefficient égal à ($R^2 = 0,82$). les coefficients des autres méthodes varient entre 0,78 et 0,17.

Avant de conclure sur la meilleure méthode mathématique à utiliser pour calculer l'évaporation des étangs profonds, il convient de citer dans une table la valeur la plus élevée et la plus faible de l'évaporation mesurée et calculée à l'étang du Château pour l'année hydrologique (2014-2015) (voir la table. 53).

Table. 53 : *L'évaporation la plus élevée et la plus basse mesurée et calculées à l'étang de Château pendant l'année hydrologique (2014-2015), valeurs en (mm / jour).*

Méthode	Mesurée	Aldomany	B-É	Meyer	Rohwer	Penman-1	Romaninkov
Maximale	8,00	6,49	9,99	6,88	7,81	8,44	6,91
Minimale	0,10	-0,65	-3,33	-1,29	-1,46	-1,59	0,08
Méthode	Mesurée	Konstantinov	Penman-2	P-M (T°air)	P-M (T°eau)	P-T	D-K
Maximale	8,00	10,35	10,54	8,42	8,36	12,64	11,82
Minimale	0,10	-6,60	-2,89	-2,16	-1,52	-3,97	-3,85
Méthode	Mesurée	B-S	J-H	S-S	Makkink	Boyd	Thornthwait
Maximale	8,00	14,38	9,61	5,56	7,01	3,81	5,74
Minimale	0,10	-5,30	-0,12	0,10	0,13	0,62	0,00

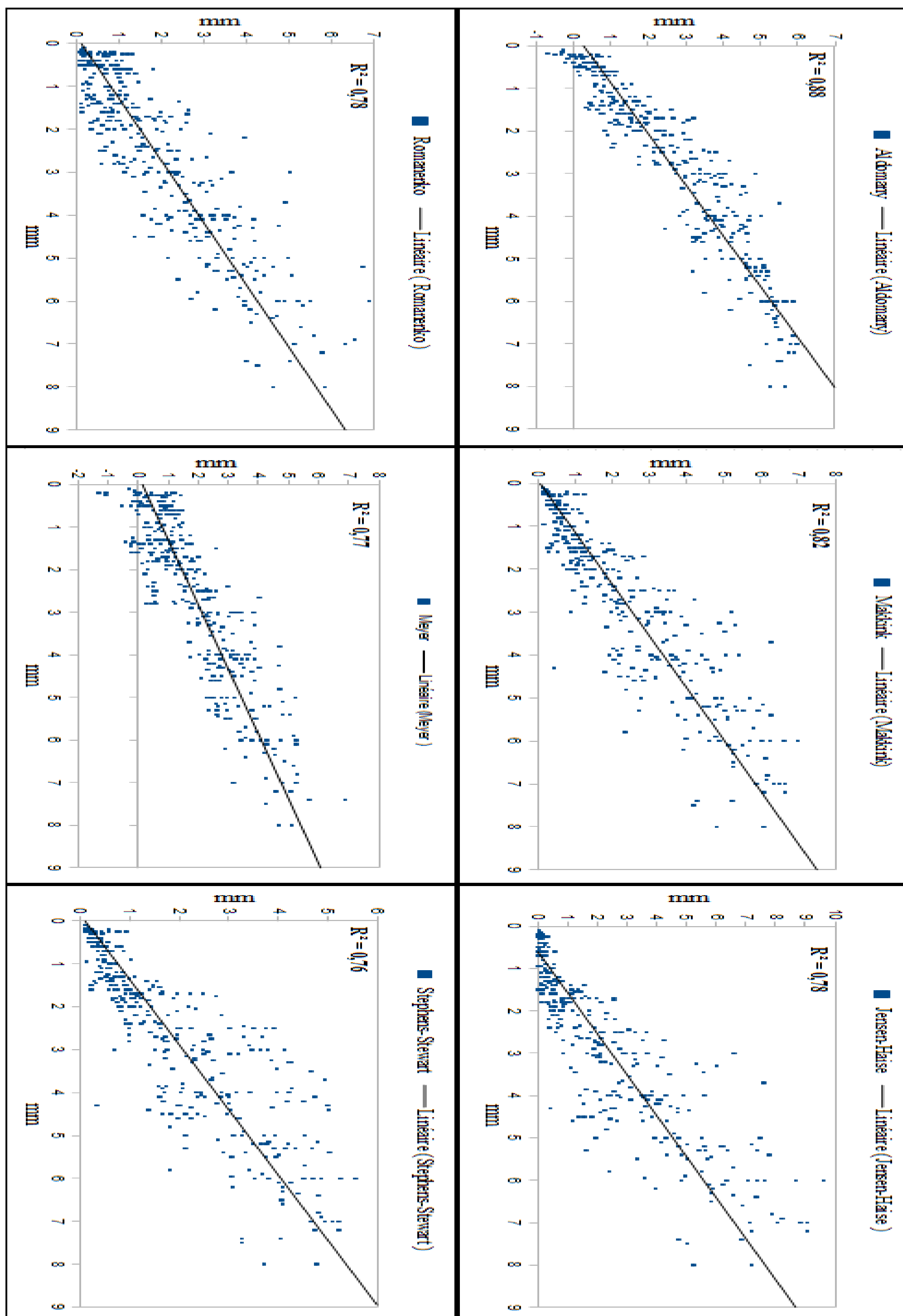


Figure. 68-a : *La corrélation entre l'évaporation mesurée et calculée à l'étang de Château pour l'année hydrologique (2014-2015).*

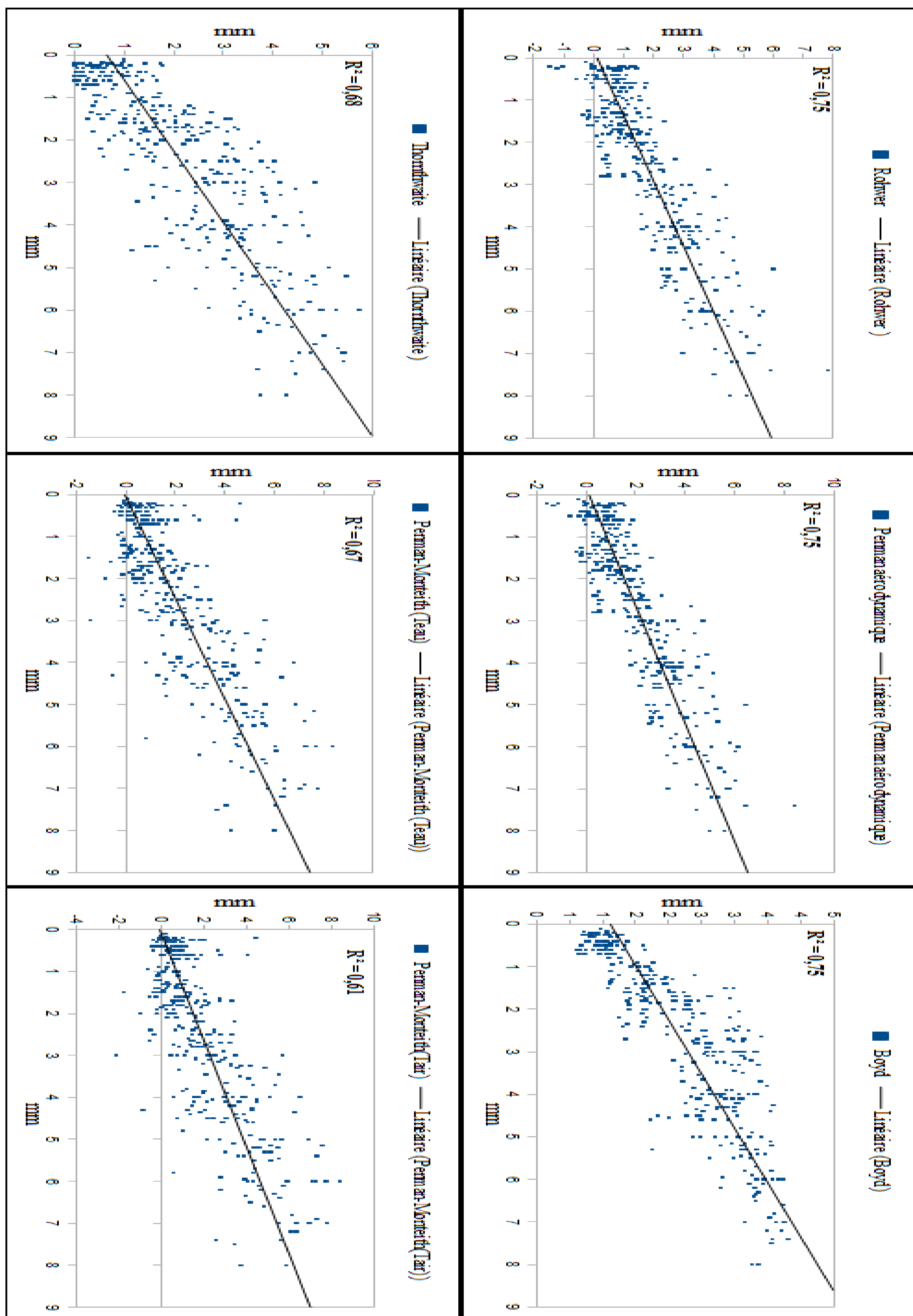


Figure. 68-b : *La corrélation entre l'évaporation mesurée et calculée à l'étang de Château pour l'année hydrologique (2014-2015).*

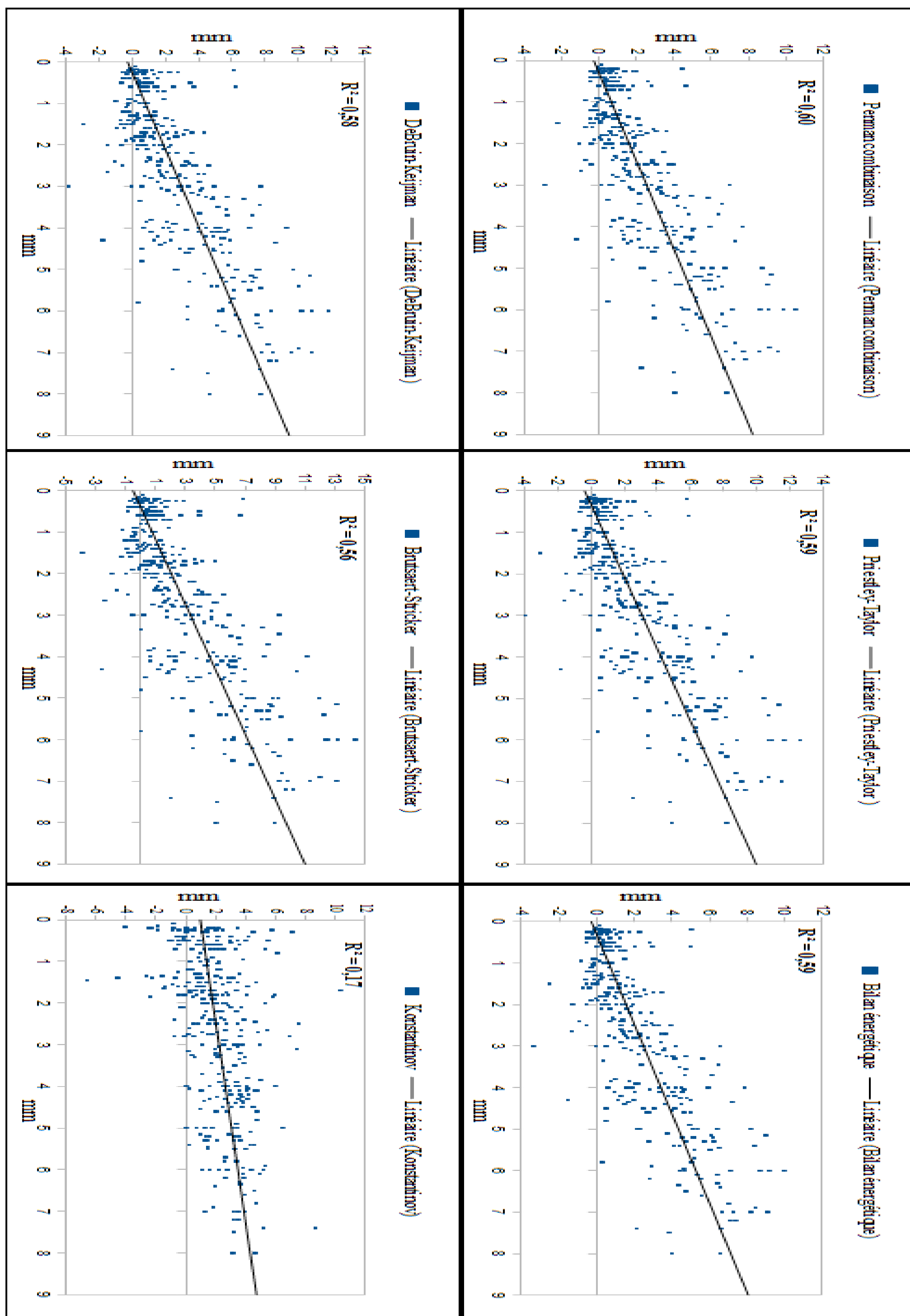


Figure. 68-c : *La corrélation entre l'évaporation mesurée et calculée à l'étang de Château pour l'année hydrologique (2014-2015).*

Pour conclure ce chapitre, nous pouvons dire que la meilleure méthode mathématique pour calculer l'évaporation des étangs pelliculaires ou profonds à partir des données météorologiques dépend de l'échelle temporelle que nous choisissons pour établir notre calcul. Par exemple, si nous voulons calculer l'évaporation à l'échelle annuelle, les méthodes de DeBruin-Keijman, de Priestley-Taylor et d'Aldomany sont largement suffisantes pour estimer l'évaporation avec une marge d'erreur ne dépassant pas (10%) de l'évaporation réelle. Pour un pas de temps mensuel ou journalier, les méthodes d'Aldomany et de Makkink donnent les meilleures estimations.

Bien que la méthode d'Aldomany n'a pas encore été testé sur d'autres étangs pelliculaires ou profonds, notre recherche confirme qu'elle est la meilleure méthode utilisée dans cette étude pour estimer l'évaporation des étangs à l'échelle journalière. Une échantillon de deux ans n'est sûrement pas suffisant pour confirmer le bon fonctionnement de cette méthode à l'échelle annuelle et mensuelle, mais deux échantillons de 365 jours pour chacune sont, à notre avis, largement suffisants pour confirmer le bon fonctionnement de cette méthode à l'échelle journalière. Pour cela, nous allons utiliser cette méthode pour estimer l'évaporation des autres étangs (pelliculaires et profonds) situés dans la région Limousin.

Il convient de mentionner que notre thèse confirme aussi le bon fonctionnement de plusieurs des formules déjà existantes dans la littérature scientifique pour estimer l'évaporation des différents types d'étang situés dans la région Centre-Ouest de la France.

CHAPITRE III

3 – L'ESTIMATION DE L'ÉVAPORATION DES ÉTANGS EXISTANT DANS LA RÉGION LIMOUSIN À PARTIR DES DONNÉES MÉTÉOROLOGIQUES

Dans ce paragraphe nous allons estimer l'évaporation de plusieurs étangs situés dans la région Limousin en utilisant les meilleures méthodes mathématiques à l'échelle mensuelle et quotidienne. Les données météorologiques utilisées sont issues des stations Météo-France les plus proches des étangs étudiés. Comme les données sur la pression atmosphérique et le rayonnement global ne sont pas disponibles dans toutes les stations de Météo-France, nous avons utilisé les données issues de la station Limoges-Bellegarde sur ces deux paramètres pour tous les plans d'eau étudiés dans ce paragraphe. Nous avons corrigé les données sur la vitesse du vent afin d'être utiles pour nos calculs, car les stations Météo-France nous fournissent des données sur la vitesse du vent prise à 10 mètres au-dessus du sol. Donc, pour obtenir la vitesse du vent à 2 mètres de la surface nous avons utilisé l'équation suivante :

$$v/v_0=(h/h_0)^\alpha$$ …................. (74) (Chang *et al.*, 2003)

où

v est la vitesse du vent à la hauteur h requise, v_0 est la vitesse du vent à la hauteur initiale h_0, et α est le coefficient de rugosité de surface. La valeur de α varie de moins de 0,10 au-dessus des collines abruptes à plus de 0,25 dans les endroits abrités. La valeur typique de régions côtières plates est 0.143, ce qui est appelé le septième de la loi de puissance. Nous avons choisi la valeur de α = 0.143 parce que les plans d'eau étudiés dans ce paragraphe ont une superficie assez grande et la surface de l'eau est plate.

Bien que nous ayons choisi les stations Météo-France les plus proches des étangs étudiés, la différence d'élévation entre l'étang et la station est remarquable. Donc nous avons corrigé la température de l'air selon le gradient adiabatique moyen (0,65 °C) en appliquant l'équation suivante:

*T° corrigée = (l'altitude de la station Météo-France - l'altitude de l'étang) * (0,65/100)*....... (75)

Toutes les données concernant la température de l'eau nous ont été fournies par L. Touchart. Pour l'étang de Cieux et celui de la Pouge, la température de l'eau à été mesurée à 25 cm de profondeur. Pour l'étang des Oussines, l'étang des Landes et le lac de Saint Pardoux, nous avons des données sur la température de l'eau prises à plusieurs profondeurs. Par exemple, pour le lac de Saint Pardoux nous disposons des données à 0,25 ; 0,5 ; 1 ; 2 ; 3,5 ; 5 ; 7,5 ; 10 ; 13 et 14 mètres de profondeur.

Le but principal de ce paragraphe est d'estimer l'évaporation de plusieurs étangs répartis sur différentes parties de la région Limousin. Ces calculs effectués plutôt pour la période de forte évaporation (Printemps, été et automne) nous permettront d'estimer la quantité d'eau perdue par l'évaporation des étangs de cette région[(1)]. La connaissance de cette quantité aidera à bien gérer ces plans d'eau.

Pour cela, nous allons calculer l'évaporation de chaque étang en utilisant les meilleures méthodes à l'échelle mensuelle et en prenant en considération le type d'étang. Par exemple, pour calculer l'évaporation de l'étang de la Pouge pour le mois de mai nous devons connaître le type de cet étang et la meilleure méthode mathématique pour le mois concerné. Dans ce cas, la méthode d'Aldomany sera la meilleure pour cet étang et pour ce mois. Un autre exemple, pour calculer l'évaporation de

(1)Pourquoi la région Limousin et pourquoi pas la totalité de la région Centre-Ouest de la France ?. En fait, la réponse à cette question est liée aux données sur la température de l'eau dont nous disposons. Mais, une telle étude restera comme une perspective de nos recherches à réaliser dans les quelques années à venir.

l'étang des Landes pour le mois de mars, nous trouvons que la méthode de Boyd est la meilleure méthode pour calculer l'évaporation d'un étang pelliculaire pour ce mois.

3.1 – L'estimation de l'évaporation du Grand étang de Cieux pour la période allant du 22/10/2000 au 27/07/2001

Avant de commencer le calcul de l'évaporation de l'étang de Cieux, il est très important de savoir où se trouve la période étudiée (octobre 2000 – juillet 2001) par rapport aux quarante dernières années. Les tables (54 et 55) montrent que les précipitations tombées durant cette période étaient largement plus élevées que la moyenne des mêmes mois durant les quarante dernières années (1211,6 mm contre 873 mm). La valeur moyenne mensuelle du rayonnement solaire enregistrée pendant la période étudiée était un peu inférieure à celle de la même période des quarante dernières années (123,7 W/m² contre 130,4 W/m²). Concernant les valeurs moyennes mensuelles de la température de l'air, de la vitesse du vent et de l'humidité relative de la période d'étude, elles étaient légèrement plus élevées que celles de la même période des quarante dernières années (10,58 °C contre 10,15 °C ; 3,84 m/s contre 3,35 m/s et 81,3% contre 78,4%). Donc, nous sommes devant une période pluvieuse, un peu chaude, humide et ventée.

Table. 54 : *Les valeurs mensuelles des paramètres climatiques enregistrés à la station Météo-France de Limoges-Bellegarde pour la période allant d'octobre 2000 à septembre 2001.*

DATE	Précipitation	Température	Vitesse à 10 m	Humidité	Rayonnement W/m²
octobre 2000	139,6	11,7	3,6	86	88,3
novembre 2000	226,2	7,8	4,6	91	41,4
décembre 2000	62,4	7,8	4,2	84	38,5
janvier 2001	91,2	5,4	4,3	86	36,3
février 2001	32,4	4,9	4	83	70,2
mars 2001	192	9,4	4,2	85	91,3
avril 2001	169	8,1	4,1	81	140,7
mai 2001	69,6	14,9	3	74	226,3
juin 2001	63,2	17,1	3	67	275,1
juillet 2001	166	18,7	3,4	76	229,3
août 2001	63,4	19,8	3,1	74	208,3
septembre 2001	42,2	13,5	2,8	81	153,1
Moyenne annuelle	1317,20	11,59	3,69	80,67	133,2

Table. 55 : *Les valeurs moyennes mensuelles des paramètres climatiques enregistrés à la station Météo-France de Limoges-Bellegarde durant les quarante dernières années (1976 – 2015).*

DATE	Précipitation	Température	Vitesse à 10 m	Humidité	Rayonnement W/m²
janvier	90	4,1	3,6	85	47,7
février	83	4,9	3,6	80	78,8
mars	80	7,7	3,7	75	126,6
avril	87	9,9	3,6	73	177,1
mai	97	13,6	3,2	74	206,4
juin	74	16,9	3	73	238,3
juillet	69	19,1	2,9	72	233,2
août	76	19	2,8	72	209,4
septembre	72	16,1	2,9	75	168,4
octobre	94	12,6	3,1	82	97,4
novembre	95	7,6	3,3	85	57,7
décembre	104	5,1	3,5	85	40,9
Moyenne annuelle	1022	11,4	3,3	78	140,2

En sachant que l'étang de Cieux ou (le Grand étang de Cieux) est un étang de type "étang profond"(2) et en prenant en compte les mois de la période étudiée, nous trouvons que les meilleures méthodes mathématiques à utiliser sont 1- Boyd pour les mois d'octobre et de novembre ; 2- Makkink pour les mois de décembre, janvier et février et 3- la méthode d'Aldomany pour les mois de mars, avril, mai, juin et juillet(3). Selon ces méthodes, nous avons obtenu les résultats suivants :

1. L'évaporation calculée selon la méthode de Boyd pour la période allant du 22 octobre au 30 novembre 2000 est égale à 64,77 mm.

2. L'évaporation calculée selon la méthode de Makkink pour les trois mois les plus froids de l'année (décembre, janvier et février) est égale à 48,59 mm.

3. L'évaporation calculée selon la méthode d'Aldomany qui est la plus adaptée avec la période restante (du premier mars au 27 juillet 2001) est égale à 577,8 mm.

4. La somme totale pour ces trois périodes est égale à 691,15 mm, soit près de 57% des précipitations tombées au-dessus de la surface de l'étang pendant cette période. Donc, l'étang de Cieux avait un bilan hydrique largement positif durant cette période.

5. Selon nos mesures directes sur les terrains d'étude, l'évaporation pour la période allant du premier août jusqu'à la fin d'octobre dépasse 250 mm pour les deux types d'étang étudiés (pelliculaires et profonds). Parce que les conditions climatologiques pour les mois d'août et de septembre 2001 étaient proches des valeurs moyennes de ces mois pendant les quarante dernières années, nous pouvons estimer l'évaporation de l'étang de Cieux pour cette année hydrologique à 940 mm.

6. En comparant avec les précipitations tombées durant cette année nous voyons que l'étang de Cieux a perdu par l'évaporation une quantité d'eau inférieure à celle qu'il a reçue par les précipitations qui sont tombées directement à sa surface. Donc, pour cette année hydrologique, l'étang de Cieux avait un bilan hydrique positif (voire largement positif).

7. À la lumière des mesures directes de l'évaporation que nous avons réalisées pendant deux années hydrologiques complètes, 940 mm d'évaporation par an nous semble logique et très proche de l'évaporation mesurée à l'étang du Château qui se trouve à moins de 20 km vers l'est-sud-est de l'étang de Cieux.

Pour conclure sur l'estimation de l'évaporation de l'étang de Cieux, la (Figure. 69) montre les sommes mensuelles de l'évaporation calculée à l'étang de Cieux.

---

(2) Nous considérons qu'un étang est un "Étang profond" lorsque sa profondeur moyenne dépasse 2 mètres.

(3) Nous avons évité l'utilisation des méthodes qui donnent des calculs négatifs de l'évaporation pendant les mois chauds comme les méthodes de DeBruin-Keijman, de Priestley-Taylor, du Blian énergétique...etc. Nous recommandons d'utiliser ces méthodes seulement lorsque nous voudrons calculer l'évaporation à l'échelle annuelle.

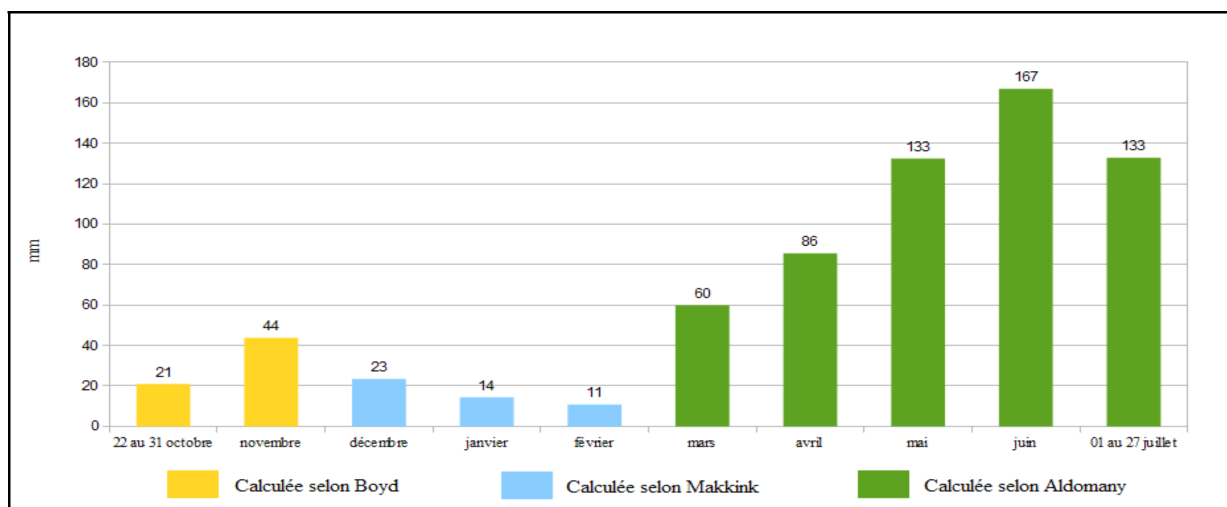


Figure. 69 *: L'évaporation calculée à l'étang de Cieux pour la période allant du 22/10/2000 au 27/07/2001.*

3.2 – L'estimation de l'évaporation de l'étang de la Pouge pour la période allant du 13 avril au 04 septembre 2000

Concernant la situation de la période étudiée par rapport à la moyenne de cette période durant les quarante dernières années, nous remarquons que les valeurs moyennes de tous les paramètres climatiques de cette période sont proches (voire très proches) des valeurs moyennes de la même période pendant les quarante dernières années. Les précipitations tombées durant la période d'étude sont égales à 489,8 mm, elles sont légèrement supérieures à la moyenne qui égale à 475 mm pour ces six mois. Le rayonnement solaire et la vitesse moyenne du vent sont aussi très proches à la moyenne (203 W/m² pour la période d'étude contre 205,5 W/m² du moyen et 3,2 m/s contre 3,1 m/s). Seulement la température moyenne de l'air et l'humidité relative dépassent un peu la moyenne (16,2 °C contre 15,8 °C et 75,3% contre 73,2%). Donc nous considérons que la période étudiée était un peu plus chaude et humide que la normale.

Table. 56 : *Les valeurs mensuelles des paramètres climatiques enregistrés à la station Météo-France de Limoges-Bellegarde pour la période allant d'avril à septembre 2000.*

DATE	Précipitation	Température	Vitesse à 10 m	Humidité	Rayonnement W/m²
avril 2000	160,2	9,8	4,1	78	155,0
mai 2000	81,4	15,3	3,1	76	220,6
juin 2000	47,6	18	3,4	72	253,6
juillet 2000	108,2	17,2	3,5	76	218,8
août 2000	67,2	19,9	2,5	74	209,8
septembre 2000	25,2	16,8	2,7	76	160,2
Somme / moyen	489,8	16,2	3,2	75,3	203,0

Comme nous avons vu lors la présentation des terrains d'étude, l'étang de la Pouge est un étang encaissé profond de forme allongée. Comme l'étang est profond et que les données dont nous disposons sur la température de l'eau recouvrent la période d'évaporation active, la méthode d'Aldomany est la meilleure à utiliser pour calculer l'évaporation de cet étang. Cette méthode estime l'évaporation pour la totalité de la période allant du 13/04/2000 jusqu'au 04/09/2000 à 668,92 mm. Cela veut-dire que l'étang de la Pouge a perdu par l'évaporation pendant ces six mois une quantité d'eau supérieure à celle qu'il a reçue par les précipitations directes au-dessus de sa surface (489,8 mm).

En sachant que l'évaporation mesurée pendant nos deux années de mesures directes pour la période allant du 1er avril au 31 août était égale à 69,27% et 69,62 pour l'étang du Château et l'étang Cistude respectivement ; et en comparant avec les valeurs moyennes annuelles des quarante dernières années citées dans la table (55), nous trouvons que l'année civile 2000, à l'exception des précipitations, (Précipitations = 1135,2 mm ; Température moyenne de l'air = 11,85 °C ; Vitesse moyenne du vent = 3,6 m/s ; Humidité relative = 79% et Rayonnement solaire moyen mensuel = 140 W/m²) était une année normale. Pour ces raisons, nous pouvons estimer l'évaporation de l'étang de la Pouge pour cette année (2000) à (668,92*100)/65[(1)] = 1029 mm. Cette valeur annuelle de l'évaporation est inférieure à la somme des précipitations tombées durant cette année (1135,2 mm), donc nous sommes encore devant un an où la quantité d'eau perdue par l'évaporation est inférieure à celle tombée directement au-dessus de l'étang.

Selon notre expérience personnelle, ce chiffre de (1029 mm d'évaporation annuelle) qui dépasse légèrement le seuil de 1000 mm par an peut être largement acceptable comme une estimation de l'évaporation annuelle de l'étang de la Pouge.

En conclusion, la (Figure. 70) illustre l'évaporation mensuelle calculée selon la méthode d'Aldomany pour la période d'étude sur l'étang de la Pouge.

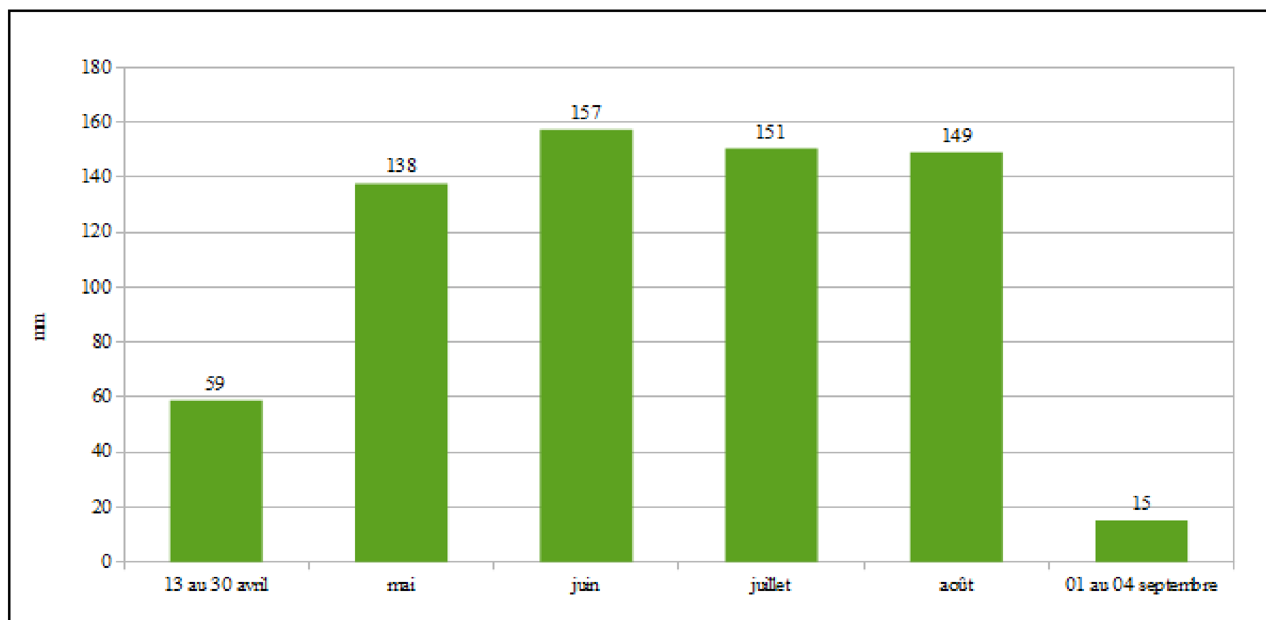


Figure. 70 *: L'évaporation calculée à l'étang de la Pouge pour la période allant du 13/04/2000 au 04/09/2000.*

3.3 – L'estimation de l'évaporation de l'étang des Oussines pour la période allant du 22 avril 2002 au 31 mars 2003

En fait, la station Météo-France la plus proche de l'étang des Oussines ne possède pas des données météorologiques couvrant les quarante dernières années. Donc, il est difficile de savoir où se trouve la période d'étude (avril 2002 – mars 2003) par rapport au quarante dernières années. Mais, si nous acceptons que les données de la station Limoges-Bellegarde peuvent donner une indication sur cette période par rapport à la dernière période climatique de 40 ans, nous trouvons que cette période est très proche des valeurs moyennes annuelle concernant les précipitations, la température de l'air, la vitesse du vent et l'humidité relative (1012 mm pour la période étudiée contre 1022 mm de moyenne pour les 40 dernières années ; 11,4 °C égale à la température moyenne de la dernière période climatique de 40 ans ; 3,6 m/s contre 3,3 et 76,8% contre 78%), seul le

(1) Nous avons proposé que le pourcentage d'évaporation calculée entre 13/04 et 04/09/2000 est égal à 65% de l'évaporation annuelle.

rayonnement solaire qui était plus faible que la moyenne (136,9 W/m² contre 146,2 W/m²). Pour cela, nous considérons que cette période était plutôt normale.

Parce que nous disposons pour l'étang des Oussines des données couvrant près d'une année complète et parce que les données sur la température de l'eau de cet étang ont été prises à plusieurs profondeurs (0,25 ; 0,55 ; 0,75 ; 0,9 ; 1,25 et 1,80 mètre), nous pensons qu'il sera utile d'utiliser en plus des meilleures méthodes à l'échelle mensuelle des méthodes qui prennent en considération l'énergie solaire stockée dans la masse d'eau. Pour cette raison, nous allons utiliser les méthodes de Boyd, Makkink et Aldomany pour calculer l'évaporation à l'échelle mensuelle et les méthodes de DeBruin-Keijman et de Priestley-Taylor pour estimer l'évaporation à l'échelle annuelle.

Table. 57 : *Les valeurs mensuelles des paramètres climatiques enregistrés à la station Météo-France de Limoges-Bellegarde pour la période allant d'avril 2002 à mars 2003.*

DATE	Précipitation	Température	Vitesse à 10 m	Humidité	Rayonnement W/m²
avril 2002	51,2	10,6	3,8	68,0	179,2
mai 2002	125,4	12,7	3,5	75,0	202,1
juin 2002	71,0	18,0	3,0	73,0	239,3
juillet 2002	68,2	17,7	3,2	74,0	212,4
août 2002	133,8	17,5	2,9	80,0	172,6
septembre 2002	36,2	15,2	3,3	75,0	167,2
octobre 2002	76,2	12,4	3,5	82,0	88,5
novembre 2002	143,6	8,7	3,8	87,0	53,1
décembre 2002	98,2	7,2	3,8	86,0	28,3
janvier 2003	92,4	2,2	4,5	84,0	52,6
février 2003	57,8	3,7	4,0	77,0	84,6
mars 2003	58,0	10,6	3,6	60,0	162,8
Moyenne annuelle	1012,0	11,4	3,6	76,8	136,9

Nous citons ci-dessous les résultats des calculs que nous avons comparés avec les précipitations tombées directement à la surface de l'étang pour la même période. En fait, cette comparaison nous servira plus tard pour montrer l'influence des étangs limousins sur la quantité d'eau qui s'écoule dans les réseaux hydrographiques de la région Limousin :

1. L'évaporation calculée selon la méthode d'Aldomany pour la période allant du 22 avril au 31 août 2002 est égale à 556,38 mm. Cette quantité d'eau évaporée dépasse la quantité d'eau entrant à l'étang des Oussines via les précipitations tombées directement au-dessus de sa surface (503,4 mm)(1). Donc, le bilan hydrique de l'étang pour cette sous-période est légèrement négatif.

2. L'évaporation calculée selon la méthode de Boyd pour la période allant du premier septembre au 30 novembre 2002 est égale à 157,78 mm. Pour cette sous-période, le bilan hydrique de l'étang des Oussines est devenu positif, car il a reçu par précipitation directe au-dessus de sa surface une quantité d'eau équivalant à 347,8 mm. En fait, dans cette période de l'année beaucoup d'étangs qui n'ont pas des débits entrants et sortants permanents et qui ont un marnage estival notable comme par exemple les étangs de la Brenne reprennent leur niveau maximum.

3. L'évaporation calculée selon la méthode de Makkink pour la période allant du premier décembre 2002 au 28 février 2003 est égale à 42,8 mm. Pour cette sous-période, les précipitations sont égales à 384,8 mm. Donc, le bilan hydrique est largement positif.

(1) Données sur les précipitations issues de la station Météo-France la plus proche de l'étang des Oussines, à savoir station de Peyrelevade

4. L'évaporation calculée selon la méthode d'Aldomany pour la période allant du premier au 31 mars 2003 est égale à 90,75 mm. Pour ce mois, le bilan hydrique de l'étang redevient négatif, car les précipitations enregistrées durant ce mois ne dépassent pas 57,6 mm.

5. La somme totale des quatre périodes précédentes est égale à 847,72 mm. Cette somme représente presque 65,53% des précipitations tombées directement à la surface de l'étang des Oussines.

6. L'évaporation calculée selon la méthode de Priestley-Taylor pour la période allant du 22/04/2002 au 31/03/2003 est égale à 732 mm. Mais la valeur d'évaporation calculée selon cette méthode était négative (par exemple : -2,53 ou -0,17) pendant 106 jours. En remplaçant les valeurs négatives par zéro, l'évaporation calculée selon cette méthode devient 819 mm.

7. L'évaporation calculée selon la méthode de DeBruin-Keijman pour la même période est égale à 726 mm. Pour cette méthode aussi, l'évaporation calculée était négative pour 108 jours. En remplaçant les valeurs négatives par zéro, l'évaporation calculée selon cette méthode devient égale à 807 mm.

8. En fait, logiquement, le remplacement des valeurs négatives obtenues par les méthodes de Priestley-Taylor et de DeBruin-Keijman par zéro ne peut pas être acceptable. Et les valeurs de 732mm et de 726mm de l'évaporation annuelle obtenues par ces deux méthodes respectivement d'un étang situé dans notre région d'étude, selon notre expérience, sont sous-estimées.

9. En sachant que l'évaporation pendant les trois premières semaines du mois d'avril peut atteindre 50 mm, nous estimons donc que l'évaporation de l'étang des Oussines pour la période allant du premier avril 2002 au 31 mars 2003 peut arriver à 900 mm ou au moins 850 mm.

Avant de conclure sur l'étang des Oussines, il convient d'attirer l'attention des lecteurs sur une remarque très importante. La baisse du taux d'évaporation annuelle estimée à l'étang des Oussines par rapport aux deux étangs précédents (étang de Cieux et étang de la Pouge) peut être expliquée par la différence d'altitude, car l'étang des Oussines se trouve à 837 mètres au-dessus du niveau de la mer mais les étangs de Cieux et de la Pouge se situent à 287 et 250 mètres d'altitude respectivement. Cette différence d'altitude a des influences directes sur la température de l'air et celle de l'eau, ainsi la situation de l'étang, dans la montagne Limousine a aussi des conséquences sur la couverture nuageuse donc sur l'insolation et le rayonnement solaire. Donc l'évaporation des étangs va baisser légèrement avec l'altitude. Nous ne pouvons pas donner un chiffre précis sur cette baisse de l'évaporation avec l'élévation, mais nous pensons qu'une baisse de 1% de l'évaporation pour chaque centaine de mètres d'élévation peut être acceptable. Ce chiffre a encore besoin des mesures directes pour le confirmer ou même l'infirmer.

Nous concluons sur l'évaporation de l'étang des Oussines avec la (Figure. 71) qui représente l'évaporation mensuelle calculée de cet étang.

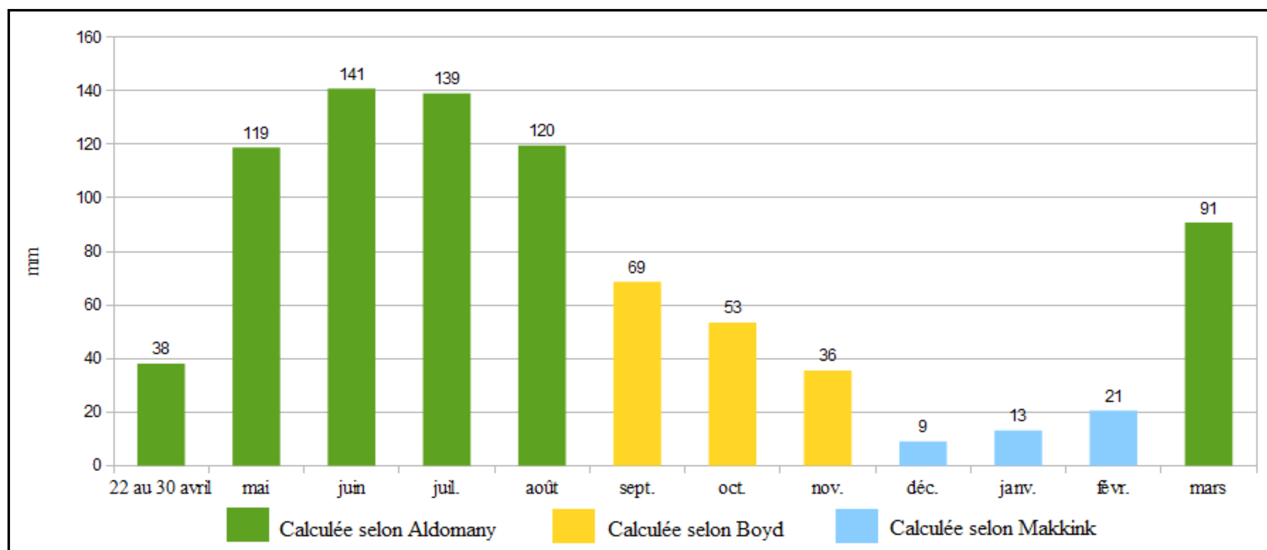


Figure. 71 : *L'évaporation calculée à l'étang des Oussines pour la période allant du 22/04/2002 au 31/03/2003.*

3.4 – L'estimation de l'évaporation de l'étang des Landes pour la période allant du 20 février au 07 juillet 2004

Comme l'étang des Oussines, la station météo-France la plus proche de l'étang des Landes ne possède pas de données climatiques couvrant les quarante dernières années. Mais en utilisant les données issues de la station Limoges-Bellegarde comme des indicateurs à la situation de la période étudiée par rapport aux quarante dernières années, nous trouvons que cette période était sèche par rapport à la moyenne des précipitations qui tombent pendant ces six mois de l'année (372,4 mm pour la période étudiée contre 490 mm en moyenne pour la même période de l'année durant la dernière période climatique de 40 ans). La période d'étude était une période de forte insolation (185,7 W/m² contre 176,8 W/m² en moyenne des quarante dernières années). Concernant les autres paramètres climatiques, ils étaient proches de la moyenne (11,8 °C pour la période d'étude contre 12°C en moyenne ; 3,5 m/s contre 3,3 m/s et 73,7% contre 74,5%). Donc, nous sommes devant une période sèche de forte insolation.

Table. 58 : *Les valeurs mensuelles des paramètres climatiques enregistrés à la station Météo-France de Limoges-Bellegarde pour la période allant de février à juillet 2004.*

DATE	Précipitation	Température	Vitesse à 10 m	Rayonnement	Humidité	Rayonnement W/m²
février 2004	24,6	5,4	3,5	24413	76	100,9
mars 2004	57,8	6,4	3,7	33714	75	125,9
avril 2004	99,8	9,2	3,9	38543	80	148,7
mai 2004	62	13,5	3,7	62665	70	234,0
juin 2004	28,2	18,2	3,4	72070	66	278,0
juillet 2004	100	18,3	2,9	60659	75	226,5
Moyenne	372,4	11,8	3,5	48677,3	73,7	185,7

En sachant que l'étang des Landes est un étang pelliculaire, la méthode de Boyd est la meilleure pour calculer l'évaporation de mars et la méthode d'Aldomany est la meilleure pour le reste de la période d'étude. Parce que nous disposons des données sur la température de l'eau à plusieurs profondeurs (0,25 ; 0,5 ; 0,75 ; 1 et 1,5 mètre), nous pensons qu'il est important d'utiliser des méthodes qui prennent en compte la variation de chaleur stockée dans l'étang. Pour cette raison, nous avons trouvé que les méthodes de DeBruin-Keijman et de Priestley-Taylor sont les meilleures pour la période d'étude sur cet étang.

Après avoir calculé l'évaporation selon ces méthodes, nous avons trouvé les résultats suivants :

1. L'évaporation calculée selon la méthode de Boyd pour la période du 20 février au 31 mars est égale à 47,91 mm.

2. L'évaporation calculée selon la méthode d'Aldomany pour la période du premier avril jusqu'au 07 juillet 2004 est égale à 424,43 mm.

3. La somme de ces deux périodes est égale à 472,34 mm. Cette somme dépasse nettement les précipitation tombées pendant la même période (372,4 mm), donc le bilan hydrique de l'étang des Landes pour cette période était négatif.

4. En sachant que la somme d'évaporation mesurée entre le 20 février et le 07 juillet pour l'étang Cistude (étang pelliculaire) et l'étang du Château (étang profond) représente 51,52% et 48,05% de l'évaporation annuelle totale pour ces deux étangs respectivement, et après avoir su que l'année 2004 dans son totalité était plutôt une année normale (Précipitations = 978,8 mm ; Température moyenne de l'air = 11,28 °C ; Vitesse du vent = 3,37 m/s ; Humidité relative = 79,9% et Rayonnement solaire = 141,6 W/m²) nous estimons l'évaporation de l'étang des Landes pour cette année complète à 472*2 = 944 mm. Cette évaporation annuelle estimée est légèrement inférieure aux précipitations tombées directement à la surface de l'étang des Landes pour cette année. Donc, nous pouvons dire que le bilan hydrique de cet étang pour l'année 2004 était plutôt équilibré.

5. L'évaporation calculée selon la méthode de DeBruin-Keijman pour la période du 20/02 au 07/07/2004 est égale à 498 mm. Mais l'évaporation calculée selon cette méthode a des valeurs négatives pour 24 jours.

6. L'évaporation calculée selon la méthode de Priestley-Taylor pour la même période est égale à 508 mm. L'évaporation calculée selon cette méthode a aussi des valeurs négatives pour 24 jours. Bien que ces deux dernières méthodes donnent des estimations pour la période totale proches des calculs que nous avons obtenus avec les méthodes de Boyd et d'Aldomany, leurs valeurs négatives nous empêcher d'obtenir des estimations fiables à l'échelle journalière.

Nous conclurons cette paragraphe avec la figure (72) qui montre l'évaporation mensuelle calculée selon ces quatre méthodes.

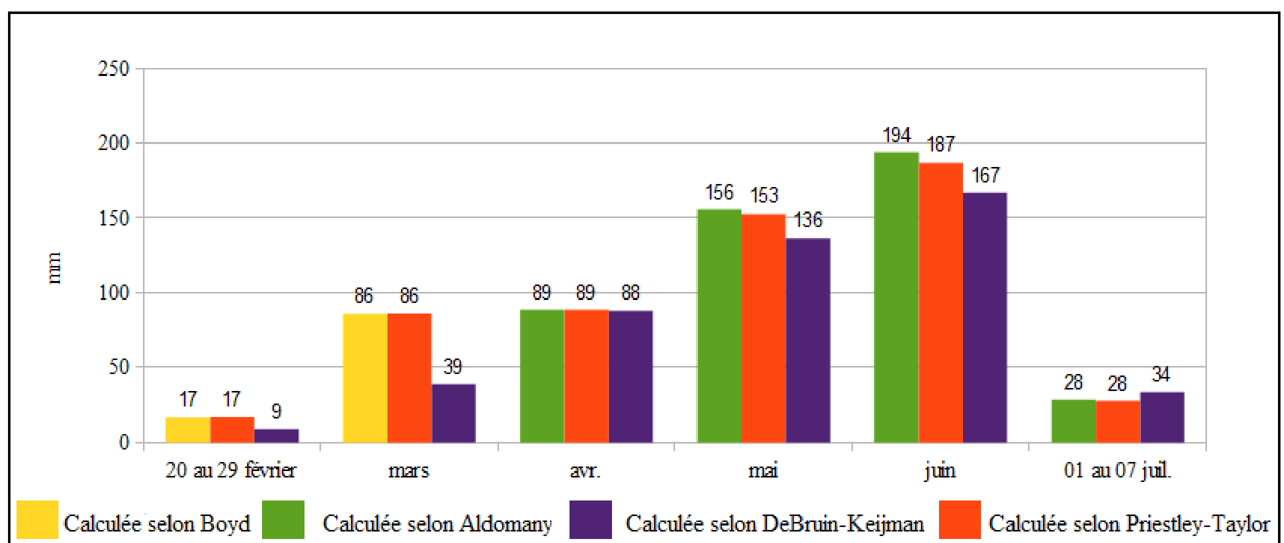


Figure. 72 : *L'évaporation calculée à l'étang des Landes pour la période allant du 20 février au 07 juillet 2004.*

3.5 – Une comparaison entre l'évaporation calculée de deux types différents de plans d'eau

Grâce à une période chevauchante sur la température de l'eau prise à l'étang de Cieux et au Lac de Saint-Pardoux qui se trouvent à moins de 20 km l'un de l'autre, nous pensons qu'il sera utile de réaliser une comparaison entre l'évaporation calculée à partir de ces deux types de plans d'eau pour la même période.

Les données météorologiques utilisées pour faire les calculs d'évaporation de ces deux plans d'eau viennent de la station Météo-France Limoges-Bellegarde. Les données sur la température de l'eau sont assez différentes. Pour l'étang de Cieux, nous ne disposons que des données sur la température de l'eau prise à 25 cm de profondeur. Mais pour le lac de Saint-Pardoux, nous disposons des données prises à plusieurs profondeurs, à savoir 0,25 ; 0,5 ; 1 ; 2 ; 3,5 ; 5 ; 7,5 ; 10 ; 13 et 14 mètres.

Pour bien réaliser cette comparaison, il nous fallait utiliser en plus des méthodes qui donnent les meilleures estimations à l'échelle mensuelle, des méthodes qui prennent en considération la variation d'énergie stockée dans l'eau sous forme de chaleur. Pour cette raison, nous avons utilisé à coté des méthodes de Boyd et d'Aldomany les méthodes de DeBruin-Keijman et de Priestley-Taylor. Les résultats des calculs ont été les suivants :

1. l'évaporation calculée selon la méthode de Boyd pour la période allant du 20 décembre 2000 au 28 février 2001 est égale à 40,36 mm pour l'étang de Cieux et est égale à 39,59 mm pour le lac de Saint-Pardoux. Si les résultats sont très proches, c'est parce que les données météorologiques utilisées sont presque les mêmes, car, à l'exception de la température de l'eau, la seule différence au niveau des données météorologiques était la température de l'air que nous avons corrigée en tenant compte de la différence d'altitude entre la station Limoges-Bellegarde et l'altitude de chaque plan d'eau étudié. L'évaporation calculée pour la même période selon la méthode de Priestley-Taylor est égale à 40,03 mm pour l'étang de Cieux et 12,96 mm pour le lac de Saint Pardoux. Nous remarquons que pour l'étang de Cieux, cette méthode a donné un résultat très proche de la méthode de Boyd. Mais pour le lac de Saint-Pardoux, le résultat était sous-estimé. Nous avons obtenu presque le même résultat en utilisant la méthode de DeBruin-Keijman qui estime l'évaporation de cette période à 40,22 mm pour l'étang de Cieux et 12,39 mm pour le lac de Saint-Pardoux. Pour trouver une explication raisonnable à cet écart entre l'étang qui a une profondeur moyenne dépassant légèrement 2 mètres et le lac qui a une profondeur moyenne trois ou quatre fois plus profonde, il nous fallait nous concentrer sur la température de l'eau de ces deux types de plans d'eau.

2. La température moyenne de l'eau prise à 25 cm de profondeur à l'étang de Cieux pour la période allant du 20/12/2000 au 28/02/2001 était égale à 6,09 °C. La température prise à la même profondeur dans le lac de Saint-Pardoux pour la même période était égale à 6,18 °C. Pour aller plus loin, nous avons calculé la température moyenne du profil entier du lac de Saint-Pardoux, pour cette période, qui était égale à 6,14 °C. En fait, une différence de 0,09 ou 0,05 °C entre l'étang de Cieux et le lac de Saint-Pardoux est une différence négligeable et qui ne dépasse pas la marge d'erreur des thermomètres utilisés. Pour cela et parce que la majorité des études existantes dans la littérature scientifique confirme que l'évaporation à partir des lacs profonds est plus importante que l'évaporation des plans d'eau peu profonds dans la période froide de l'année, nous pensons qu'une évaporation de 40 mm du lac de Saint-Pardoux pour cette période peut être plus acceptable que 12 ou 13 mm. Il convient de noter que cela reste une hypothèse, car nous n'avons effectué aucune mesure sur l'évaporation des lac profonds comme celui de Saint-Pardoux.

3. Une autre explication de cet écart peut venir du fait qu'à Cieux la bouée est représentative de l'ensemble de l'étang, tandis que Saint-Pardoux est un lac digité, qui ennoie plusieurs alvéoles, formant ainsi des bassins ayant chacun un comportement autonome. Or la bouée n'était que dans un seul bassin et peut-être que les autres bassins avaient un comportement thermique différent.

4. L'évaporation calculée selon la méthode d'Aldomany pour la période allant du 1er mars au 27 juillet 2001 était égale à 599,39 mm pour l'étang de Cieux et à 568,22 mm pour le lac de Saint Pardoux. Au contraire de la période précédente, les méthodes de DeBruin-Keijman et de Priestley-Taylor surestiment l'évaporation du lac de Saint Pardoux par rapport à l'étang de Cieux, car elles estiment l'évaporation de l'étang de Cieux à 601,38 et 624,21 mm respectivement et elles donnent des résultats de 762,51 et 787,99 mm respectivement pour le lac de Saint Pardoux.

5. Ces calculs montrent clairement que les trois méthodes mathématiques utilisées pour estimer l'évaporation de l'étang de Cieux donnent des résultats très proches (varient entre 599,39 et 624,21 mm). Mais elles donnent des estimation assez éloignées pour le lac de Saint Pardoux (variant entre 568,22 et 787,99 mm). Pour trouver une explication acceptable scientifiquement de cet écart, nous avons pensé que l'énergie emmagasinée dans l'eau en est le responsable principal. Donc, nous avons calculé la température moyenne de l'eau à l'étang de Cieux et au lac de Saint Pardoux pour la période allant du premier mars au 27 juillet 2001 et nous avons trouvé les résultats suivants (voir la figure. 73).

6. Selon la figure (73) nous voyons clairement que la température de la couche superficielle de l'étang de Cieux est plus élevée que celle du lac de Saint Pardoux[1]. Cela peut soutenir le résultat obtenu par la méthode d'Aldomany, mais pas les résultats obtenus par les deux autres méthodes, car, si les autres paramètres climatiques sont égaux, plus la température de l'eau est élevée, plus l'évaporation est grande. La figue (73) montre aussi que la température du profil de l'eau dans le lac de Saint Pardoux n'est plus homogène comme dans le cas de la période précédente (20/12/2000 au 28/02/2001). Cette homogénéité nous permet de diviser le profil d'eau du lac Saint Pardoux en trois couches différentes selon leur importance dans le processus d'évaporation : 1- une couche qui a un rôle modeste dans le processus d'évaporation, car sa température varie très lentement par rapport aux autres couches. Selon la figure (73), cette couche commence à partir de 7,5 mètres de profondeur jusqu'au fond du lac ; 2- une couche qui participe au processus d'évaporation de manière très active, car sa température varie beaucoup entre les périodes diurne et nocturne. Cette couche occupe la partie supérieure du profil du lac jusqu'à 2 mètres de profondeur ; 3- une troisième couche qui joue un rôle moins important que la couche superficielle. Cette couche se trouve entre 2 et 7,5 mètres de profondeur.

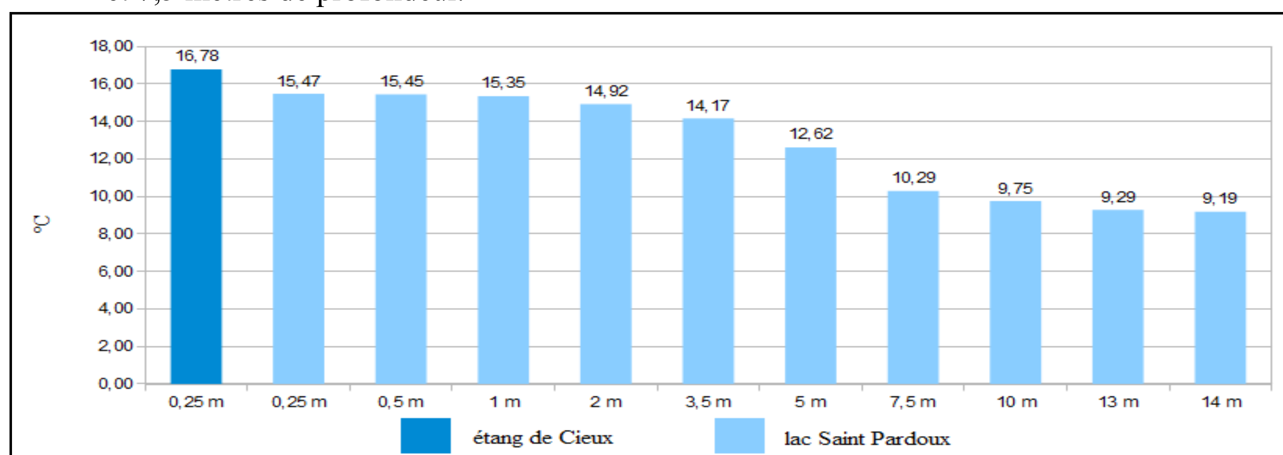


Figure. 73 : *La température moyenne de l'eau calculée pour la période allant du 1er mars au 27 juillet 2001 pour l'étang de Cieux et pour le lac de Saint Pardoux.*

La table (59) montre que la méthode d'Aldomany donne des résultats légèrement supérieurs pour l'évaporation de l'étang de Cieux par rapport à l'évaporation du lac de Saint Pardoux pendant les cinq mois étudiés. La cause par laquelle nous pouvons expliquer cet écart est la température de l'eau qui est plus élevée pour l'étang qu'au lac durant cette période de l'année. Par contre les deux autres méthodes surestiment l'évaporation du lac par rapport à celle de l'étang. Nous ne trouvons vraiment pas une explication logique de cette surestimation d'évaporation du lac, surtout quand nous voyons que la température de la couche superficielle de l'étang est plus élevée que celle du lac pendant toute cette période. Pour cela et en attendant des mesures directes sur l'évaporation des lacs comme celui de Saint Pardoux pendant les années qui viennent, nous pensons que les calculs effectués avec la méthode d'Aldomany sont les plus proches de la réalité.

Pour conclure cette comparaison, nous pouvons dire que la différence d'évaporation entre l'étang de Cieux et le lac de Saint Pardoux pour la période allant de 20/12/2000 au 27/07/2001 est très petite. Mais il est très important d'effectuer des mesures directes pendant les quelques années qui viennent pour confirmer ou même infirmer notre discours. En plus, des mesures directes pour la période allant de début août jusqu'à fin novembre seront, à notre avis, très importantes, car dans cette période de l'année, l'énergie emmagasinée dans la masse d'eau des lacs profonds joue un rôle principal dans le processus d'évaporation.

Table. 59 : *L'évaporation et la température moyenne mensuelle de l'étang de Cieux et du lac de Saint Pardoux pour la période (1er mars au 27 juillet 2001)*

	Étang Cieux				Lac St-Pardoux						
	Évaporation en (mm)			Température	Évaporation en (mm)			Température (°C)			
	Aldomany	P-T	D-K	0,25 m	Aldomany	P-T	D-K	0,25 m	0,5 m	1 m	2 m
mars	64,49	58,77	57,98	9,52	54,77	119,80	118,40	7,63	7,59	7,56	7,49
avril	90,06	61,95	61,80	11,62	84,07	82,96	82,91	10,36	10,45	10,50	10,33
mai	136,64	193,78	186,16	18,09	127,29	231,78	223,40	16,26	16,30	16,15	15,47
juin	170,93	175,58	167,90	22,83	166,29	218,48	209,58	21,83	21,80	21,64	20,90
1 au 27 juillet	137,25	134,13	127,54	22,59	135,79	134,97	128,22	22,15	22,01	21,79	21,27

CHAPITRE IV

4 – LA PERTE EN EAU D'UN ÉTANG EST-ELLE SUPÉRIEURE À L'ÉVAPOTRANSPIRATION FORESTIÈRE ?

Sachant que la France possède sur son territoire plus de 250.000 étangs (Bartout et Touchart, 2013) et compte tenu de l'importance socio-économique et écologique de ces étangs, des politiques de gestion ont été entreprises ces dernières années visant à limiter les impacts de ces aménagements. La problématique de la perte en eau constitue l'un d'eux mais les rapports évaluant la quantité d'eau « perdue » ne reposent jamais sur des mesures directes sur le terrain.

Le présent paragraphe vise donc à apporter des connaissances à la communauté des scientifiques et des gestionnaires en quantifiant au plus près cette perte évaporatoire par des mesures directes sur le terrain couvrant plus de deux années hydrologiques complètes sur deux types d'étang représentatifs du Centre-Ouest de la France, qui est le cœur de la France des étangs, à savoir un étang pelliculaire avec des plantes aquatiques et un étang profond sans plantes aquatiques.

L'hypothèse principale de ce paragraphe est basée sur une comparaison de la quantité d'eau perdue par un étang via l'évaporation directe à partir de sa surface et la transpiration des plantes aquatiques si elles occupent une partie de sa surface d'une part, et d'autre part, la quantité d'eau perdue par une forêt proche de l'étang, possédant la même superficie, par l'interception et l'évapotranspiration potentielle (ETP) calculée selon la méthode de Penman-Monteith en prenant en considération toutes les modifications relatives à l'albédo, la résistance de la surface et le coefficient cultural qui varie d'une saison à l'autre. Il convient de noter que ce paragraphe s'appuie sur des mesures directes de l'évaporation et l'interception effectuées par nous-même et que les données météorologiques que nous avons utilisées pour estimer l'ETP d'une chênaie ont été collectées sur le terrain d'étude.

Nous allons commencer en comparant un étang sans plantes aquatiques (étang du Château) avec une chênaie qui possède la même superficie que l'étang. Ensuite, nous allons comparer un étang avec plantes aquatiques occupant environ 33% de sa superficie (étang Cistude) avec une forêt de chênes qui a une superficie équivalente.

Nos comparaisons seront effectuées à l'échelle mensuelle. Nous pensons que les résultats de nos comparaisons sont fiables pour les mois où les précipitations utiles dépassent l'évapotranspiration potentielle (ETP) calculée selon la méthode de Penman-Monteith. Nous estimons que les résultats peuvent être acceptables quand les précipitations utiles sont inférieures à l'ETP, à condition que la réserve en eau du sol puisse assurer la transpiration des arbres à son taux potentiel[(1)]. Avec un système racinaire développé les chênes peuvent chercher l'eau à plusieurs mètres de profondeur. Nous estimons que les chênes ne souffrent pas de stress hydrique pendant les mois de mars, d'avril et de mai. Par contre, pour les mois où les précipitations utiles sont largement inférieures à l'ETP, la réserve en eau du sol ne peut plus assurer la transpiration des arbres à son taux potentiel, surtout si les racines des arbres n'atteignent pas une nappe d'eau existant à quelques mètres dans le sol, les résultats de ces mois ne sont donc pas fiables, car dans ce cas les arbres vont souffrir d'un stress hydrique et, comme nous savons, les arbres vont s'adapter en fermant leurs stomates, donc la quantité d'eau perdue par la transpiration ne sera plus à son taux potentiel, alors que l'étang, lui, est toujours alimenté en eau.

(1) En fait, pour confirmer cette hypothèse, nous avons besoin des mesures réelle sur l'humidité du sol. Mais, malheureusement, nous n'avions pas l'instrument qui nous permet de faire une telle mesure.

Avant de commencer les comparaisons entre l'eau perdue via l'évaporation et celle perdue par l'évapotranspiration et l'interception, nous pensons qu'il sera très important de présenter en quelques lignes nos mesures effectuées pour estimer l'interception des chênes.

La table (60) illustre les pourcentages mensuels de l'interception mesurée pour 19 mois consécutifs, plus précisément du 07 octobre 2014 au 30 avril 2016. Nos mesures n'ont pas pris en compte l'eau qui s'écoule le long des troncs. Pour cette raison, nous avons utilisé les chiffres proposée par G. Schnock (1967), pour estimer cette eau. Les chiffres de G. Schnock varient entre 10 à 15% de la pluie incidente en hiver, et entre 2 à 5 % seulement en été. Selon nos remarques sur le terrain, nous pensons qu'une interception de 15% peut être la plus adaptée avec les trois mois d'hiver (décembre, janvier et février) ; une interception de 10% peut être utilisée pour les trois mois d'automne (septembre, octobre et novembre) ; le 5% est, à notre avis, largement acceptable pour les mois du printemps (mars, avril et mai) et le 2% pour les trois mois les plus chauds et les moins arrosés de l'année (juin, juillet et août).

La table (60) montre clairement que le pourcentage des précipitations interceptées par les chênes varie d'un mois à l'autre et il n'est pas le même pour le même mois de deux années différentes. Nous pouvons expliquer cette variation par la densité des feuilles de ce type d'arbres qui varie d'un mois à l'autre, du type de précipitations et des conditions climatiques ambiantes.

Table. 60 : *Le pourcentage de précipitations interceptées par les chênes pour la période allant du 07 octobre 2014 au 30 avril 2016. Les valeurs sont en (%).*

Mois	Interception chênes	Interception conifères	Interception chênes corrigée	Interception moyenne
07 au 31 Octobre-2014	26,88	57,74	16,88	26,23
Novembre-2014	31,29	51,45	21,29	15,61
Décembre-2014	22,43	37,92	7,43	14,18
Janvier-2015	18,86	52,23	3,86	8,70
Février-2015	21,89	41,43	6,89	10,50
Mars-2015	26,14	54,01	21,14	24,21
Avril-2015	34,63	50,31	29,63	27,63
Mai-2015	42,73	64,16	37,73	37,73
Juin-2015	51,54	90,6	49,54	49,54
Juillet-2015	54,72	96,22	52,72	52,72
Août-2015	33,61	71,96	31,61	31,61
Septembre-2015	45,28	72,43	35,28	35,28
Octobre-2015	45,57	73,08	35,57	
Novembre-2015	19,93	55,7	9,93	
Décembre-2015	35,92	87,21	20,92	
Janvier-2016	28,53	67,51	13,53	
Février-2016	29,1	61,4	14,1	
Mars-2016	32,27	74,75	27,27	
Avril-2016	30,62	-	25,62	
Moyenne	33,26%	64,45%	24,26%	27,83%

Interception a été corrigée en supprimant 2% de précipitations
Interception a été corrigée en supprimant 5% de précipitations
Interception a été corrigée en supprimant 10% de précipitations
Interception a été corrigée en supprimant 15% de précipitations

La variation d'interception pour le même mois de deux années différentes est liée avant tout au type de précipitations, car l'interception augmente lorsque les précipitations tombent sous forme de bruine et de petite pluie. Par contre, elle diminue lorsque les précipitations tombent pendant quelques minutes sous forme d'averse dense de pluie.

Parce que nos comparaisons suivantes vont être effectuées à l'échelle mensuelle, nous allons utiliser les valeurs de la colonne "*Interception moyenne*"(2) dans la table (55) pour estimer la quantité d'eau mensuelle interceptée par les chênes. Il convient de noter que la valeur moyenne à l'échelle

(2) L'interception moyenne dans la table (60) est la valeur moyenne des mois pour lesquels nous disposons deux valeurs mensuelles.

annuelle de nos mesures d'interception est égale à 27,83%. Cette valeur est très proche du pourcentage proposé par Nizinski et Saugier (1988) pour l'interception annuelle des chênes qui est égale à 28%.

4.1 – Une comparaison entre la quantité d'eau perdue par un étang profond sans plantes aquatiques (l'exemple de l'étang du Château) et celle perdue par une chênaie possédant la même superficie que l'étang.

À l'échelle cartographique plus grande que celle du bassin d'alimentation de nos étangs étudiés, l'eau infiltrée vers les nappes phréatiques n'est pas considérée comme une perte. Pour cela, dans notre exemple actuel, nous avons une seule source de perte en eau de l'étang du château, soit l'évaporation à partir de sa surface qui égale, pour l'année hydrologique 2014-2015 à 964,33 mm, et deux sources pour la chênaie, à savoir l'évapotranspiration et l'interception.

Pour le calcul de l'ETP selon la méthode de Penman-Monteith, nous avons pris en considération des petits détails qui, s'ils sont négligés, peuvent conduire à un écart significatif au niveau de l'ETP calculée. Ces petits détails sont les suivants :

1. pour l'albédo des chênes : nous avons utilisé la valeur proposée par A. Cailleux (1974) qui est égale à 0,18, car un albédo de 0,07, semblable à celui de l'eau, va surestimer la partie d'énergie solaire, en conséquence surestimer l'évapotranspiration potentielle ;

2. pour la vitesse du vent : en sachant que la hauteur moyenne des chênes est égale à 20 mètres. La vitesse du vent prise à 1,5 mètre au-dessus de la surface de l'étang du Château, ne représente sûrement pas la vitesse du vent à 10 mètres (hauteur à laquelle nous devons connaître la vitesse du vent pour l'utiliser dans le calcul de l'ETP de ces arbres). Pour obtenir la vitesse du vent à cette hauteur, nous avons utilisé l'équation (74, page. 240).

3. comme les chênes sont des arbres à feuilles caduques, leur capacité à transpirer va être différente d'une saison à l'autre. Pour cela, l'utilisation d'un coefficient cultural sera indispensable. Selon notre recherche bibliographique, nous n'avons pas trouvé de coefficient cultural concernant les chênes, nous avons donc utilisé le coefficient cultural d'un pommier car c'est aussi un arbre à feuilles caduques. Le coefficient des pommiers est égal à 0,5 de l'ETP calculée pour les mois d'hiver (décembre, janvier et février) ; à 0,95 pour les mois d'automne (septembre, octobre et novembre) et à 1,2 pour le reste de l'année.

La figure (74) montre que la perte en eau d'un plan d'eau libre sans plantes aquatiques (l'exemple de l'étang du Château) est proche de celle d'une forêt de chênes pendant la majorité des mois de l'année. Nous pensons, comme la table (61) le montre, que les chênes ne souffrent d'un stress hydrique considérable que pendant les mois de juin-2015 et de juillet-2015. Ce stress hydrique nous permet de dire que l'évapotranspiration réelle pour ces mois est, peut-être, inférieure aux valeurs calculées selon la méthode de Penman-Monteith. Si les sommes annuelles mentionnées dans la table (61) montrent que la différence entre la perte de l'eau de l'étang et celle de la forêt ne dépasse pas 10 mm, nous pensons, en prenant le stress hydrique en compte, qu'une différence de 100 mm en faveur de l'étang va être largement acceptable, car pendant le temps où l'eau évapore à partir de la surface de l'étang librement, les arbres vont contrôler la perte d'eau via le processus de transpiration en fermant (partiellement ou complètement) leurs stomates. Mais comme il n'existe pas, pour le moment, de vraies mesures de l'évapotranspiration réelle des chênes et parce que nous ne disposons pas des mesures directes pour confirmer la souffrance des arbres d'un stress hydrique pendant les mois de juin et de juillet, ce chiffre de 100 mm de différence doit être utilisé avec beaucoup de prudence.

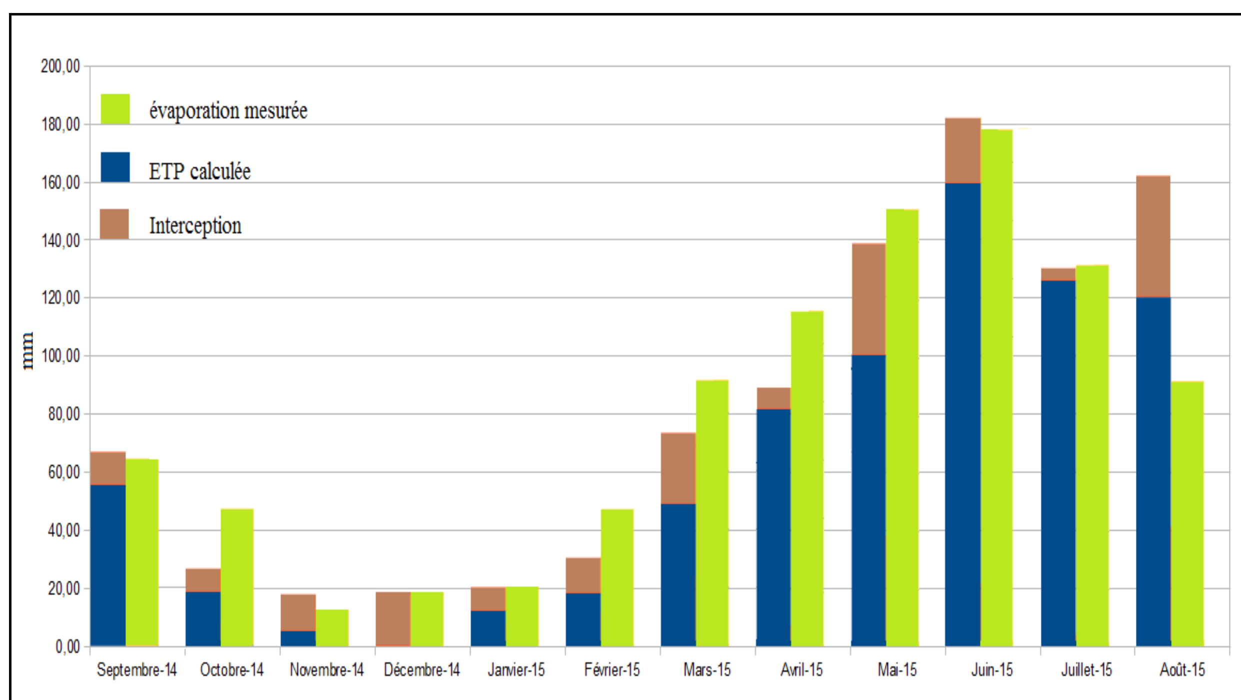


Figure. 74 : *La perte en eau à partir de l'étang du Château et de la chênaie voisine pour l'année hydrologique 2014-2015.*

Table. 61 : *La comparaison entre la quantité en eau perdue de l'étang du Château et celle perdue par une chênaie voisine en détails*

Mois	Évaporation mesurée (E)	ETP calculée	Précipitation (P)	Interception (I)	Pluie utile (P-u) = P – I	(P-u) – ETP calculée	Stress hydrique	Perte étang	Perte chênaie
Septembre-14	64,8	55,8	31,76	11,20	20,56	-35,24	oui	64,80	67,00
Octobre-14	47,6	18,47	80,6	8,33	72,27	53,80	non	47,60	26,80
Novembre-14	12,9	5,77	110,7	12,58	98,12	92,35	non	12,90	18,35
Décembre-14	11,3	0,66	92,3	15,70	76,60	75,94	non	11,30	16,36
Janvier-15	20,8	12,53	123,73	8,03	115,70	103,17	non	20,80	20,56
Février-15	47,5	18,77	114,9	12,06	102,84	84,07	non	47,50	30,83
Mars-15	91,9	49,55	100,45	24,32	76,13	26,58	non	91,90	73,87
Avril-15	115,5	81,79	26,6	7,35	19,25	-62,54	non grâce à la réserve	115,50	89,14
Mai-15	150,8	100,8	101,63	38,34	63,29	-37,51	non grâce à la réserve	150,80	139,14
Juin-15	178,4	159,71	45,15	22,37	22,78	-136,93	oui	178,40	182,08
Juillet-15	131,5	126,17	7,95	4,19	3,76	-122,41	oui	131,50	130,36
Août-15	91,5	120,38	131,3	41,50	89,80	-30,58	oui	91,50	161,88
annuelle	964,5	750,4	967,07	205,99	761,08	10,6849		964,50	956,39

4.2 – Une comparaison entre la quantité d'eau perdue par un étang pelliculaire avec des plantes aquatiques (l'exemple de l'étang Cistude) et celle perdue par une chênaie possédant la même superficie que l'étang.

La présence des plantes aquatiques dans l'étang provoque une nouvelle source de perte d'eau via la transpiration de ces plantes. Comme l'eau dans ce cas n'est pas un facteur limitant, le processus de transpiration végétale va se produire dans ses limites maximales. Par contre, les chênes vont fermer leurs stomates pendant les périodes de stress hydrique afin de réduire leurs pertes en eau.

Si la mesure de l'évapotranspiration réelle des chênes n'a pas été réalisée jusqu'à nos jours en raison du manque d'instruments capables de mesurer l'évapotranspiration de ces grands arbres(1), beaucoup d'études ont été effectuées pour estimer et même mesurer l'évapotranspiration des plantes aquatiques et comparer la perte en eau d'une petite zone humide recouverte par différents types de plantes aquatiques avec l'évaporation à partir d'une surface d'eau libre.

En fait, les résultats de ces études sont assez différents. Nous pouvons les classer en quatre catégories :

1. la première est celle qui dit que l'évaporation à partir d'une surface d'eau libre est toujours supérieure à l'évapotranspiration des plantes aquatiques. Les chercheurs qui adoptent cette hypothèse expliquent leur théorie par 1- l'augmentation de l'humidité relative de la couche limite(2), 2- la diminution de la vitesse du vent, car ces plantes forment un obstacle en face du vent, 3- l'augmentation de l'albédo qui provoque une diminution de l'énergie solaire participant au processus d'évaporation et 4- la résistance aérodynamique des plantes qui réduit la quantité d'eau perdue par l'évapotranspiration de ces plantes (Bernatowicze et al., 1976 ; Brix, 2006) ;

2. la deuxième catégorie propose qu'il n'y a pas de différence entre la quantité d'eau perdue par l'évaporation des plans d'eau et celle perdue par les plantes aquatiques, surtout quant le plan d'eau a une superficie inférieure à un hectare (Koerselman et Beltman, 1988) ;

3. la troisième catégorie dit que l'évaporation d'une surface d'eau libre est supérieure à l'évapotranspiration (ETp) des plantes aquatiques pendant une période de l'année, mais elle est inférieure de l'ETp pendant la période où les plantes se trouvent dans leur stade de croissance maximale (DeBusk *et al.*, 1983) ;

4. la dernière catégorie voit que l'évapotranspiration des plantes aquatiques est toujours supérieure à l'évaporation d'une surface d'eau libre (Rashed, 2014).

En réalité, selon nos mesures directes sur l'évapotranspiration du jonc, de la fève et des lentilles, nous pensons que la troisième et la quatrième catégories sont les plus proches de la réalité, surtout quand nous savons que l'étude de A. Rashed (2014) s'est appuyée sur des mesures quotidiennes effectuées pour plusieurs types de plantes aquatiques et pour une période de 17 mois consécutifs (voir la table. 62)

---

(1) Nous pouvons imaginer le volume du lysimètre dont nous avons besoin pour réaliser une telle mesure et le prix d'un tel instrument.

(2) La couche limite est une petite couche de quelques centimètres d'épaisseur présente juste au-dessus de la surface évaporante.

Table. 62 : *Les coefficients culturaux mensuels de plusieurs types de plantes aquatiques (le Lemna, la Jacinthe, l'herbe de Torpedo, le Cattail et les Roseaux). Source : (Rashed, 2014, p. 122)*

Table 3 Monthly plants K_c referenced to open water evaporation, $K_c = ET_p/ET_b$.

Date	Duckweeds		Hyacinth		Torpedo grass		Cattail		Reeds	
	L	R	L	R	L	R	L	R	L	R
Apr-08	1.69	1.85	1.85	1.96	2.13	2.49	1.53	1.46	1.48	1.86
May-08	1.69	1.85	1.84	1.96	2.07	2.22	1.53	1.46	1.48	1.86
Jun-08	1.58	1.67	1.63	1.76	2.02	1.95	1.55	1.42	1.40	1.68
Jul-08	1.47	1.58	1.70	1.89	1.91	1.89	1.56	1.66	1.37	1.59
Aug-08	1.26	1.49	1.58	1.75	1.29	1.42	1.67	1.84	1.55	1.71
Sep-08	1.60	1.86	2.03	2.24	1.73	1.91	2.01	2.21	1.91	2.05
Oct-08	1.41	1.61	1.69	1.86	1.66	1.77	1.81	2.01	1.55	1.71
Nov-08	1.82	1.87	2.19	2.21	2.15	2.05	2.35	2.32	2.00	2.04
Dec-08	0.95	0.84	1.34	1.29	1.15	1.27	1.43	1.51	1.00	1.17
Jan-09	0.58	0.55	0.80	0.89	0.71	0.88	0.85	1.07	0.59	0.79
Feb-09	0.56	0.60	0.76	0.86	0.67	0.81	0.82	0.73	0.62	0.78
Mar-09	0.44	0.49	0.65	0.72	0.56	0.56	0.68	0.61	0.57	0.63
Apr-09	0.94	1.02	1.19	1.34	1.14	1.24	1.24	1.27	1.09	1.21
May-09	1.04	1.14	1.24	1.37	1.23	1.34	1.25	1.37	1.18	1.30
Jun-09	1.03	1.12	1.25	1.42	1.25	1.39	1.29	1.44	1.20	1.34
Jul-09	0.97	1.06	1.24	1.38	1.27	1.37	1.30	1.40	1.22	1.34
Aug-09	1.04	1.16	1.44	1.61	1.43	1.58	1.52	1.66	1.40	1.54
Average[a]	1.03	1.11	1.32	1.43	1.25	1.35	1.38	1.47	1.19	1.33

[a] Average of the period Sep. 08–Aug. 09. L = shorter to taller plants, R = taller to shorter plants.

Parce que les coefficients culturaux des plantes aquatiques mentionnées dans la table (62) sont calculés en comparant avec l'évaporation mesurée d'une surface d'eau libre et non pas en comparant avec l'évaporation calculée selon une des méthodes mathématiques, nous allons utiliser les valeurs mensuels de ces coefficients culturaux de cette table dans la suite de ce paragraphe.

En sachant que les plantes aquatiques qui occupent un tiers de la surface de l'étang Cistude sont principalement des roseaux, nous allons donc utiliser les valeurs moyennes de la colonne intitulée "*Reeds*" dans la table précédente. La table (63) montre les valeurs que nous avons utilisées dans la suite de ce paragraphe comme coefficients culturaux mensuels des roseaux.

Table. 63 : *Les valeurs moyennes mensuelles du coefficient cultural (Kc) des roseaux calculées par rapport à l'évaporation mesurée dans un bac évaporatoire de classe A. D'après A. Rashed, 2014*

Mois	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Sept.	Octo.	Nove.	Déce.	Annuel
Kc	0,69	0,7	0,6	1,41	1,45	1,41	1,38	1,55	1,98	1,63	2,02	1,09	1,33

Concernant le calcul de la perte en eau par l'étang Cistude et par une chênaie de la même surface, nous l'avons effectué selon les étapes suivantes.

1. Pour estimer l'évapotranspiration de la partie de l'étang Cistude occupée par les roseaux, nous avons multiplié la somme mensuelle de l'évaporation mesurée à l'étang Cistude par le coefficient cultural du mois concerné. Ensuite, nous avons multiplié ce résultat par 0,33 qui représente le tiers de la surface de l'étang.

2. Pour estimer l'évaporation à partir de la partie libre des roseaux de l'étang, nous avons multiplié la somme mensuelle de l'évaporation mesurée par 0,67 qui représente les deux tiers restant de la surface de l'étang.

3. La somme des deux processus précédents représente les pertes mensuelles en eau de l'étang Cistude.

4. L'évapotranspération de la chênaie a été calculée comme dans le paragraphe précédent (4.1).

La table (64) montre les détails des calculs que nous avons effectués pour estimer la perte en eau de l'étang Cistude et d'une chênaie voisine. Dans cette table, nous voyons qu'à l'échelle annuelle, les pertes en eau de l'étang et de la chênaie sont très proches (la différence est presque 25 mm en faveur de l'étang). À l'échelle mensuelle aussi, la différence entre les pertes calculées dépasse rarement 25 mm. Mais, à cette échelle, il faut prendre en considération que la pluie utile est inférieure à l'ET des arbres pour sept mois de cette année hydrologique 2013-2014 qui a reçu une quantité de pluie dépassant largement la moyenne des quarante dernières années en Brenne. Pour cette raison, et parce que, à l'exception des structures géologiques rares dans notre région d'étude, il est impossible qu'une forêt transpire, à l'échelle pluriannuelle, une quantité d'eau dépassant celle qu'elle reçoit par précipitations, nous pensons que l'évapotranspiration réelle d'une chênaie est très inférieure aux 1059 mm obtenus par les calculs et qui ne peuvent être atteints qu'à la condition que les arbres ne souffrent d'aucun stress hydrique.

Pour conclure sur les chapitres (4.1) et (4.2), nous pouvons dire :

1. puisque l'année hydrologique 2014-2015 (année de mesure sur l'étang du Château dans la région Limousin) était parmi les plus chaudes des quarante dernières années, et les précipitations enregistrées durant cette année ont été très proches de la moyenne de cette région, nous pensons, compte tenu du déficit hydrique pendant les mois d'été, qu'une différence de 100 à 150 mm entre la perte en eau d'un plan d'eau libre qui ne possède pas de plantes aquatiques sur sa surface et d'une forêt de chênes peut être largement acceptable. Mais il faut savoir que cette différence devient égale à zéro ou presque si le système racinaire des arbres réussit à assurer les apports en eau qui permettent aux arbres de transpirer à leur taux potentiel ou maximal ;

2. pour notre deuxième exemple (étang avec des plantes aquatiques), il faut savoir que bien que l'année hydrologique 2013-2014 était aussi parmi les plus chaudes des quarante dernières années, elle a reçu des précipitations dépassant largement la moyenne de cette région (La Brenne). Nous pensons donc que la quantité d'eau perdue via l'évapotranspiration réelle d'une forêt de chênes (surtout les forêts qui se trouvent en tête du bassin et qui ne reçoivent les apports d'eau que par les précipitations) va être inférieure, au moins, de 200 à 300 mm à celle perdue par un étang avec des plantes aquatiques.

Cette conclusion nous permet de poser la question suivante : est-ce que les étangs de la région Centre-Ouest de la France sont les responsables de l'étiage estival des réseaux hydrographiques de cette région ?. Pour connaître la réponse à cette question nous vous invitons à lire le paragraphe suivant.

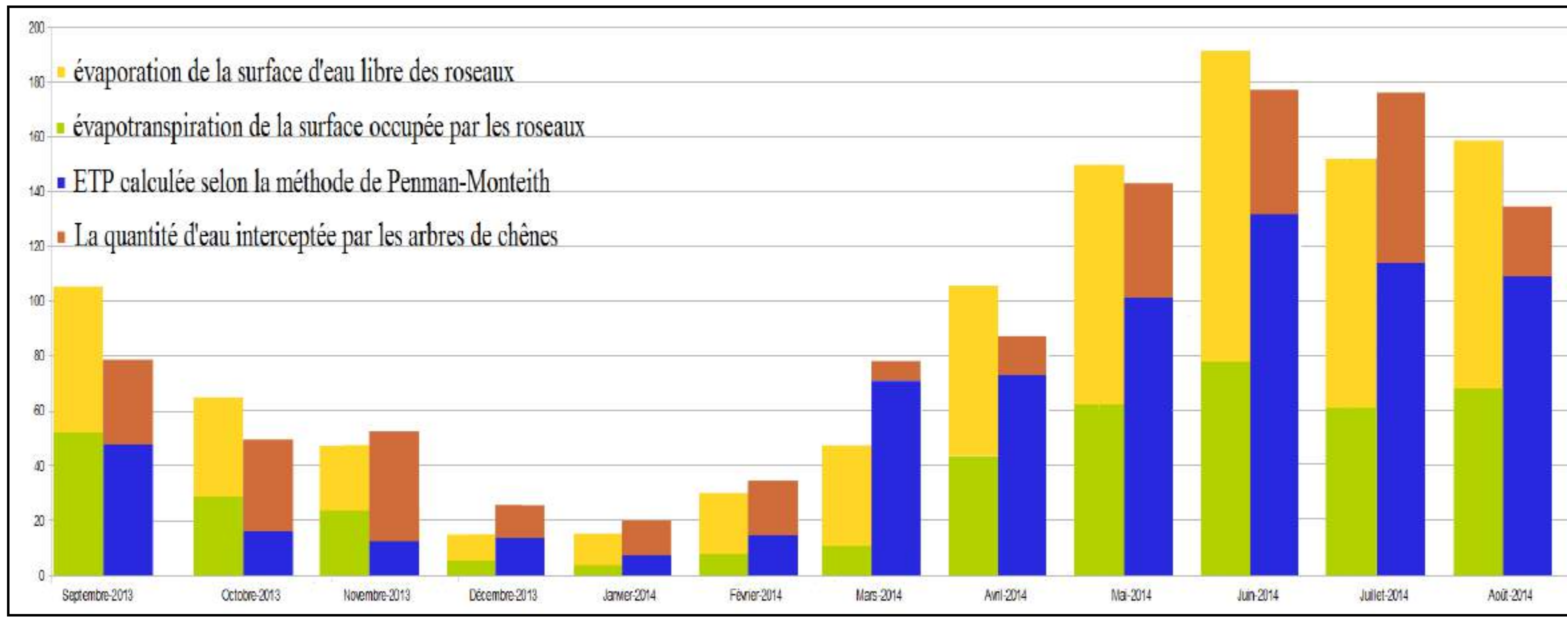


Figure. 75 : *La perte en eau de l'étang Cistude via l'évaporation et l'ET des roseaux et d'une chênaie via l'ETP et l'interception pour l'année hydrologique 2013-2014*

Mois	évaporation mesurée (Em)	Em * Kc (ET)	ET * (0,33)	EM * (0,67)	ETP chênes	Précipitations (P)	Interception (I)	Pluie utile (P-u) = (P – I)	(P-u) – ETP	Stresse hydrique	Perte étang	Perte Chênaie
Septembre-2013	79,56	157,53	51,98	53,31	47,63	68,89	31,19	37,70	-9,93	non	105,29	78,82
Octobre-2013	53,80	87,69	28,94	36,05	16,24	124,48	33,46	91,02	74,78	non	64,99	49,70
Novembre-2013	35,52	71,75	23,68	23,80	12,43	128,31	40,15	88,16	75,73	non	47,48	52,58
Décembre-2013	14,70	16,02	5,29	9,85	13,80	54,56	12,24	42,32	28,52	non	15,14	26,04
Janvier-2014	17,45	12,04	3,97	11,69	7,47	68,50	12,92	55,58	48,11	non	15,66	20,39
Février-2014	33,60	23,52	7,76	22,51	14,52	92,73	20,30	72,43	57,91	non	30,27	34,82
Mars-2014	54,40	32,64	10,77	36,45	71,02	26,73	6,99	19,74	-51,28	non grâce à la réserve	47,22	78,01
Avril-2014	93,05	131,20	43,30	62,34	73,28	40,70	14,09	26,61	-46,67	non grâce à la réserve	105,64	87,37
Mai-2014	130,78	189,63	62,58	87,62	101,54	97,75	41,77	55,98	-45,56	non grâce à la réserve	150,20	143,31
Juin-2014	168,70	237,87	78,50	113,03	131,74	88,24	45,48	42,76	-88,98	oui	191,53	177,22
Juillet-2014	135,38	186,82	61,65	90,70	113,89	114,05	62,41	51,64	-62,25	oui	152,36	176,30
Août-2014	134,45	208,40	68,77	90,08	109,28	76,50	25,71	50,79	-58,49	oui	158,85	134,99
Annuelle	951,39	1146,72	378,42	637,43	712,84	904,94	320,99	634,73	-78,11		1084,62	1059,55

Table. 64 : *Les détails de calcul de la perte d'eau de l'étang Cistude et d'une chênaie de la même superficie pour l'année hydrologiques 2013-2014. tous les chiffres sont en (mm)*

CHAPITRE V

5 – EST-CE QUE LES ÉTANGS DU CENTRE-OUEST DE LA FRANCE SONT LES RESPONSABLES DE L'ÉTIAGE ESTIVAL DES RÉSEAUX HYDROGRAPHIQUES ?

Plusieurs rapports administratifs mentionnent en France que les étangs participent grandement à l'assèchement des cours d'eau, en particulier durant l'été, du fait de la perte d'eau provoquée par le phénomène évaporatoire. Par exemple, dans une étude réalisée pour le compte de la commune de Giat par Aqua Concept Environnement-BCEOM (mai 2008), les auteurs disent en ce qui concerne les étangs : « *Ces retenues réduisent sensiblement la ressource en été par évaporation et délivrent des eaux réchauffées* ». Un autre exemple, dans un rapport officiel issu de la préfecture de la région Pays de la Loire intitulé "Quelle qualité des eaux dans notre région ? Où et comment agir en priorité ?", plus précisément, dans le bilan qu'ils cherchent à mettre en œuvre afin de lutter contre la dégradation des milieux humides, ils ont mis l'accent sur la nécessité de limiter le gaspillage des ressources en eau et de mettre en place de mesures d'économies d'eau, en particulier en été, et travailler pour trouver une solution pour réduire la quantité d'eau perdue au cours de cette période par l'évaporation des plans d'eau.

En sachant que l'étude effectuée par BCEOM (2008) s'est appuyée sur des hypothèses théoriques sans aucune mesure directe sur le terrain et en répondant à l'objectif initial du bilan de la préfecture de la région Pays de la Loire, nous pensons qu'il sera très important d'essayer de trouver une réponse qui s'appuie sur des mesures directes pour confirmer ou infirmer la responsabilité des étangs de l'étiage estival des réseaux hydrographiques de notre région d'étude.

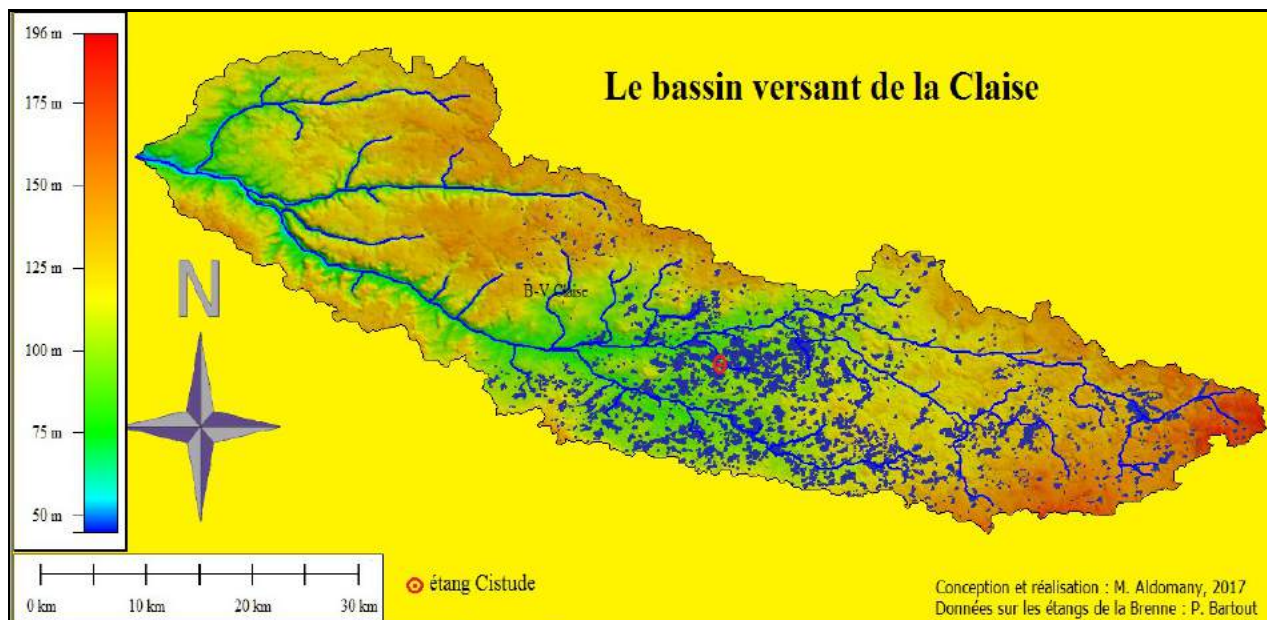
Pour cela, nous allons montrer deux exemples différents. Le premier porte sur les étangs de la Brenne existant dans le bassin versant de la Claise et le deuxième concernant les étangs limousins.

5.1 – Les étangs de la Brenne sont-ils responsables de l'étiage estival de la Claise ?

Si nous acceptons qu'à l'échelle de la France l'influence des étangs sur les ressources en eau peut être négligeable, à cause de leur superficie cumulée qui ne représente que 0,48% de la superficie du pays[1], ce pourcentage, à l'échelle régionale ou à l'échelle du bassin versant d'un cours d'eau, peut être 10 fois (voire plus) plus grand. Donc, pour les régions où les étangs composent un élément essentiel et occupent une surface plusieurs fois plus grande que la moyenne nationale, une étude de l'influence de ces étangs sur les ressources en eau va être de grande valeur pour les gestionnaires et toutes les autres personnes concernées.

Le nombre d'étangs existant dans le bassin d'alimentation de la Claise (1183,9 km²) et qui ont une superficie dépassant 0,1 ha est égal à 2 392 étangs. Ces étangs occupent une superficie égale à 6 630 ha. Le pourcentage de leur superficie totale par rapport à la superficie du Bassin versant de la Claise égale à (66,3 / 1183,9 = 0,056), soit 11,67 fois plus grand que celui des étangs à l'échelle de la France Métropolitaine. Les étangs se trouvent essentiellement dans la tête et la partie centrale du bassin versant de la Claise (voir la carte. 12)

(1) Selon les travaux de P. Bartout, la superficie totale des étangs français existant dans la France métropolitaine (543 965 km²) est égale à 262 605 ha. Cette superficie n'égale que 0,48% de la surface de la France métropolitaine.



Carte. 12 : *Le bassin versant de la Claise.*

Parce qu'il est très difficile (voire impossible) pour une seule personne de faire des mesures chevauchantes pour les 2 392 étangs existant dans le bassin d'alimentation de la Claise, nous avons choisi l'étang Cistude qui représente la grande majorité des étangs situés dans ce bassin pour réaliser nos mesures quotidiennes sur les différentes composantes du bilan hydrologique. Ensuite, nous avons généralisé les mesures de cet étang aux autres étangs du bassin et voici les résultats que nous avons obtenus :

1. Selon nos mesures faites pendant l'année hydrologique 2013-2014, nous avons remarqué qu'à partir du 30 mars 2014 il n'y avait plus de débit entrant, ni de débit sortant de l'étang étudié. Et toutes les précipitations tombées à partir de cette date sont restées dans l'étang et en conséquence, il n'y avait plus d'eau sortant de l'étang pour arriver à la Claise. Comme nous habitions à 6 km de l'étang Cistude et nous faisions le trajet aller-retour chaque jour pour prendre les mesures quotidiennes, cette remarque était la même pour tous les étangs sur notre chemin avec un décalage de quelques jours d'un étang à l'autre.

2. Cette remarque nous permet, peut-être, de dire que oui les étangs situés dans le bassin de la Claise sont les responsables de son étiage estival. Mais, est-ce que nous pouvons estimer de combien ces étangs ont baissé le débit de cette rivière ?. Pour répondre à cette question nous proposons de définir la période estivale comme la période allant du 1er avril jusqu'à la fin août. Les précipitations enregistrées au bord de l'étang Cistude pour cette période étaient égales à 417,24 mm.

3. En sachant que chaque 1 mm de précipitations égale à une quantité d'eau de 10 m^3 par hectare, nous estimons que les étangs existant dans ce bassin versant ont reçu une quantité d'eau égale à (417,24 * 10 * 6 630 = 27 663 012 m^3). Si la totalité de cette quantité était arrivée à la Claise, elle aurait augmenté son débit de (27 663 012 / (153 * 86400) = 2,09 m^3 /s) où : 153 est le nombre de jours dans la période ; 86400 est le nombre de secondes dans un jour (24 heures), soit plus de 46,5% de son débit moyen annuel estimé de 4,5 m^3/s.

4. En fait, dans la nature, il est très rare que la totalité de la pluie tombée sur un bassin arrive jusqu'au cours d'eau qui conduit ces eaux à un autre cours d'eau ou à la mer. Donc, pour bien comprendre l'importance de l'influence des étangs sur l'étiage estival de la Claise, il faut la comparer avec l'influence d'autres occupations du sol. Pour cela, nous proposons qu'une forêt de chênes va remplacer tous les étangs de ce bassin. Nous proposons aussi que

la totalité des précipitations utiles[1] (voir la table. 64, colonne "Pluie utile" pour les mois concernés) va arriver à la Claise. Le résultat dans ce cas est : (227,78 mm * 6630 ha) = 15 101 814 m^3 de précipitations utiles. Cette quantité d'eau provoque une augmentation du débit de (15 101 814 / (153*86400) = 1,42 m^3 / s, soit une augmentation de 30% par rapport au débit moyen annuel de cette rivière.

5. Comme nos calculs le montrent, l'absence d'étangs de ce bassin versant pourrait augmenter le débit de la Claise pendant la période estivale, au maximum, de 30%. Mais, il est très rare (voire impossible) que la totalité de la pluie utile arrive jusqu'au lit de la rivière, car une partie de cette pluie va être absorbée par le système racinaire des arbres, une partie va s'infiltrer vers les nappes phréatiques et la partie restante qui va continuer son chemin jusqu'à la Claise peut être très petite (voire négligeable), surtout pour cette période de l'année (stade de croissance active, diminution de l'humidité du sol...etc). Pour ces raisons, nous pouvons dire que si les étangs de la Brenne ont vraiment une influence négative sur le débit estival de la Claise, cette influence est marginale quand nous la comparons avec l'influence d'autres types d'occupations du sol comme les champs cultivés, les prairies et ,surtout, les forêts. Cette conclusion nous permet de poser la question suivante : est-ce que les précipitations tombées sur les étangs pendant la période estivale sont perdues par l'évaporation ou sont-elles seulement stockées dans ces étangs ?.

6. Pour répondre à la question précédente nous avons comparé le marnage de l'étang Cistude et l'évaporation mesurée. Les données dont nous disposons montrent que le marnage de l'étang Cistude entre 08 février et 25 août 2014 était égale à 171 mm ; L'évaporation mesurée pour la même période était de 708,87 mm. La différence entre l'évaporation et le marnage de l'étang était de 537,87 mm. Donc d'où vient cette eau ?. En effet, les précipitations tombées pendant cette période sont de 536,7 mm soit presque égales à la différence entre le marnage de l'étang et l'évaporation mesurée. Est-ce que cette congruence des chiffres nous permet de dire que les pluies tombées à la surface de l'étang pendant la période estivale ont été stockées dans l'étang?

7. En fait, il faut savoir que bien que l'étang Cistude n'ait pas de débit entrant, ni sortant pour la période allant de 30 mars au 25 août 2014, il a reçu des quantités en eau venant de la petite surface (4,3 ha) située juste autour de l'étang, par ruissellement direct, surtout pendant et après les averses denses. Donc, ces quantités sont perdues par l'évaporation. Quel est le volume correspondant ?.

8. Après avoir calculé le déficit d'écoulement, pour la période allant du 30 mars au 25 août 2014, à partir de l'abaque mis au point par « l'hydrologue allemand Wundt, partiellement modifié par les français Coutagne et Pardé » (Guilcher, 1965, p.268) nous avons trouvé qu'il était égal à 400 mm. Les précipitations pour la même période étaient égales à 417,24 mm et donc le ruissellement pour cette période peut être estimé à (417,24 – 400 mm) * 4,3 ha = 741,32 m^3. Cette valeur est faible par rapport aux valeurs calculées sur l'étang lui-même. Cela nous permet de dire que la plupart des eaux (près de 94% dans cette étude) qui n'arrivent plus à la Claise sont stockées dans les étangs de la Brenne.

Pour conclure sur l'étiage de la Claise, nous pensons que nous avons expliqué en détails pourquoi les étangs existant dans le bassin versant de cette rivière peuvent être considérés partiellement comme responsables de la baisse du débit estival de la Claise.

---

(1) En fait, nous savons qu'une partie des précipitations utiles va être utilisée dans le processus de transpiration des arbres de cette forêt, mais nous proposons que la totalité des eaux arrive à la Claise pour montrer que la présence ou l'absence des étangs ne provoquera pas de grand changement au niveau du débit de cette rivière, surtout, pendant la période estivale.

5.2 – Les étangs limousins peuvent-ils assurer un bon débit pour les réseaux hydrographiques pendant la période estivale. L'exemple du bassin versant de la Glane.

En fait, l'une des caractéristiques qui distinguent les étangs du Limousin de ceux de la Brenne est que les débits entrant et sortant de la grande majorité des étangs limousins sont permanents pendant toute l'année, même pour ceux qui se trouvent en tête du bassin et qui ont un bassin d'alimentation très petit. L'étang du Château, qui se trouve être le plus en amont de son bassin, est un bon exemple de ce type d'étangs, car ses débits entrant et sortant sont déjà permanents, alors que la superficie de son bassin d'alimentation n'est que de 17 ha.

En prenant cette remarque en considération, nous pouvons estimer comme suit la quantité d'eau en provenance des étangs qui peut rejoindre les réseaux hydrographiques du Limousin :

- P. Bartout (2006) mentionne que la région Limousin contient 22 788 plans d'eau avec une superficie totale de 16 474,13 hectares.

- La majorité de cette superficie (13067,8 / 16474,1 = 79%) concerne des plans d'eau profonds (leur profondeur maximale dépasse 2 mètres) où le débit sortant est permanent pendant toute l'année.

- Comme dans l'exemple des étangs de la Brenne, nous posons que la période estivale de l'année est celle qui commence le premier avril et finit le 31 août. Les précipitations tombées au bord de l'étang du Château pour cette période de l'année 2015 ont été égales à 257 mm.

- En généralisant ces chiffres à la totalité de la région du Limousin nous trouvons que la quantité d'eau tombée à la surface des étangs de cette région pendant la période estivale est égale à 42 338 514 m^3, dont 33 447 426 m^3 sont sortis des étangs pour rejoindre les réseaux hydrographiques de cette région.

- Cette quantité de 33 447 426 m^3 pour cinq mois correspond à un débit de 2,53 m^3 par seconde.

- Si une forêt de chênes remplaçait les étangs de cette région, nous devons prendre en considération qu'une bonne partie des précipitations tombées au-dessus de la forêt serait perdue par l'interception, surtout pendant cette période où les feuilles des arbres augmentent leurs capacité à intercepter l'eau ; une autre partie de ces précipitations serait stockées dans le sol pour compenser le manque d'humidité résultant de l'absorption de l'eau du sol par les racines des arbres, afin d'assurer le processus d'évapotranspiration. C'est pourquoi la partie restante des précipitations pouvant rejoindre les réseaux hydrographiques serait, dans ce cas, beaucoup plus petite que dans le cas précédent. Nous l'estimons à moins 25% des précipitations estivales. En effet, d'après la (Table. 61, p. 255) nous remarquons que l'ETP calculée selon la formule de Penman-Monteith dépasse la pluie utile de tous les mois de la période estivale (d'avril à août). Cela signifie que la totalité de ces pluies doit être utilisée pour compenser le manque d'humidité du sol. On peut pourtant estimer que, bien que les précipitations de cette partie de l'année tombent souvent sous forme de fortes averses, une partie des précipitations peut quand même ruisseler et rejoindre les réseaux hydrographiques. Il est probable que le pourcentage soit nettement inférieur à 25 %, mais, afin de proposer un plafond, nous avons choisi ce seuil maximal. Cela veut dire qu'une quantité de seulement 10 584 628,5 m^3 (en fait, vraisemblablement moins, selon notre

remarque précédente) rejoindrait les réseaux hydrographiques de la région Limousin si les étangs étaient remplacés par une forêt de chênes. Cela fournirait un débit estival de 0,8 m^3 par seconde.

- D'après la comparaison des deux occupations du sol, nous pouvons dire que la présence des étangs dans la région Limousin assure une augmentation du débit estival égale à 1,7 m^3/s.

Les calculs précédents montrent que les étangs limousins ont une action bénéfique sur le débit estival de cette région. Cependant, ce résultat, certes parlant, doit être utilisé avec prudence, car dans cette exemple, nous avons accepté de généraliser les précipitations mesurées au bord de l'étang du Château à la totalité de la région Limousin. Le chiffre initial de 42 338 514 m^3, sur lequel repose la suite des calculs, est en fait une approximation fondée sur cette extrapolation. Par conséquent, des changements d'échelles sont nécessaires. Il est clair qu'une précision plus grande est apportée à chaque fois que nous subdivisons le Limousin en bassins plus petits. Nous avons choisi le bassin de la Glane pour effectuer cet emboîtement d'échelles et affiner ainsi les calculs.

Le bassin de la Glane a l'avantage d'être le bassin hydrographique le plus proche de la station Météofrance régionale de Limoges-Bellegarde, puisque celle-ci se trouve à quelques centaines de mètres seulement de la ligne de partage des eaux entre le ruissellement direct vers la Vienne et les petits tributaires méridionaux de la Glane. Le régime hydrologique de cette rivière est aussi bien connu grâce à la station limnimétrique du Dérot. C'est dans le bassin de la Glane que se trouve le plus grand étang de la Haute-Vienne, celui de Cieux, instrumenté de façon très précise par les géographes limnologues des universités de Limoges et Orléans à partir de 1998 et érigé par eux en Plan d'Eau de Recherche Expérimental (Touchart *et al.*, 2002). C'est au bord de l'étang de Cieux qu'avaient été faites les toutes premières mesures directes d'évaporation par bac évaporatoire (Nion, 2002, 2003). Plus récemment, en 2008 et 2010, c'est le bassin de la Glane qui a été choisi par le Syndicat d'Aménagement du Bassin de la Vienne pour ses campagnes de mesures de cyanobactéries et le Contrat de Restauration et d'Entretien Vienne moyenne et Glane, puis c'est ce même bassin qui a été mis en avant par l'EPTB Vienne dans sa « stratégie étangs ».

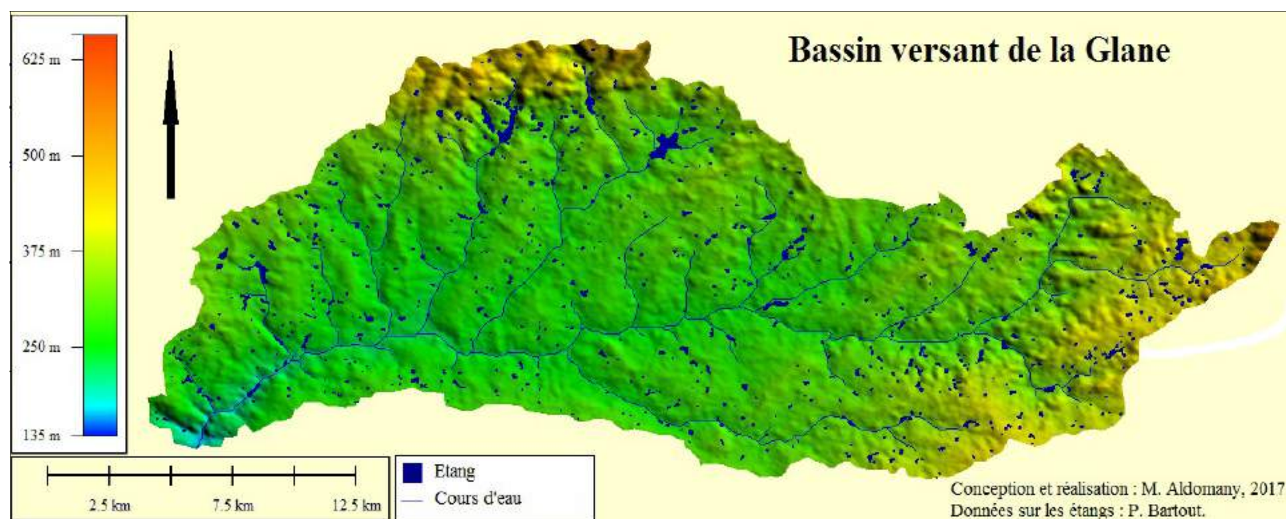
Dans les pages suivantes nous allons essayer de quantifier l'effet des occupations du sol du bassin versant de la Glane autres que celle des étangs sur le débit estival de cette rivière. Pour réaliser cette étude, nous prenons en compte les données réelles concernant le nombre d'étangs existant dans les limites de ce bassin et leur superficie totale, le pourcentage de terrains occupés par les Forêts, prairies, champs cultivés et les valeurs moyennes des précipitations mensuelles[(1)] de la période estivale.

Le BV de la Glane qui s'étend sur une superficie de 309,56 km², se trouve dans la grande majorité de sa surface dans le département de la Haute-Vienne et une petite partie (ouest-nord-ouest) de sa surface existe dans le département de la Charente. Il contient 972 plans d'eau d'une superficie dépassant 100 m². La superficie totale de tous ces plans d'eau est égale à 499,7 ha (voir la Carte. 13). Selon ces chiffres nous trouvons que les plans d'eau occupent près de 1,6% de la surface du BV de la Glane, soit 3,35 fois plus grande que la moyenne nationale.

Comme la majorité des étangs limousins, la plupart (70 %) des étangs existant dans le bassin versant de la Glane ont des débits entrant et sortant permanents pendant toute l'année.

En utilisant les données de la (Table. 65) nous trouvons que la valeur moyenne des précipitations tombées pendant la période estivale à la surface du BV de la Glane est égale à 402 mm.

(1) Ces valeurs moyennes mensuelles des précipitations ont été calculées pour les quarante dernières années.



Carte. 13 *: Le bassin versant de la Glane.*

Table. 65 : *Les valeurs moyennes mensuelles des précipitations tombées pendant la période estivale des quarante dernières années (données issues de la station Limoges-Bellegarde).*

Mois	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août
Précipitations en mm	88	95	74	69	76

Selon les chiffres précédents nous trouvons que la quantité moyenne de l'eau qui sort des étangs de ce bassin versant pour rejoindre la Glane est égale à (402 mm * 70% * 499,7 ha = 1 406 155,8 m^3). Cette quantité augmente le débit estivale de la Glane de 106,4 litre par seconde.

Ce chiffre (106,4 litres par seconde) représente près de 4 % du débit moyen de la période estivale qui est, selon le SANDRE(1) et la Banque Hydro, est égal à (2,705 m^3 / s).

Table. 66 : *Les valeurs moyennes mensuelles de débit de la Glane mesuré à Saint-Junien (Le Dérol). Source : http://www.hydro.eaufrance.fr/stations/L0813010&procedure=synthese*

Mois	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août
Débit de la Glane m^3 / s	5,19	4,11	2,4	1,1	0,72

Selon cet exemple, nous pouvons dire que les étangs existant dans le bassin versant de la Glane jouent un rôle plutôt positif sur le débit estival de cette rivière.

Pour aller plus loin dans la compréhension de l'influence des étangs du BV de la Glane sur son débit estival, il est très important de noter que nous ne disons pas que ces étangs ne provoquent pas de pertes en eau par l'évaporation, mais par rapport aux autres occupations du sol, les étangs peuvent augmenter le débit estival de cette rivière. Notre hypothèse pour justifier la remarque précédente s'est appuyée sur la quantité de précipitations utiles. Commençons par les étangs, surtout les étangs sans hélophytes qui ont un débit sortant permanent pendant toute l'année : la totalité des précipitations tombées à leur surface entre directement dans le réseau hydrologique de ce BV. À l'inverse de l'exemple des étangs de la Brenne, ces eaux ne sont pas stockées dans les étangs, elles sortent pendant les quelques heures qui suivent les averses pour rejoindre les cours d'eau qui, à leur tour, les transportent pour rejoindre les grandes rivières de la région comme la Vienne. Par contre, les autres occupations du sol, surtout les forêts de chênes, de hêtres et de conifères ont un autre comportement. Ici une grande partie des précipitations tombées entre avril et septembre est interceptée par ces arbres, donc elle revient à l'atmosphère avant de faire partie du cycle

(1) SANDRE : le Service d'Administration Nationale des Données et Référentiels sur l'Eau.

hydrologique du BV. Les eaux qui atteignent le sol pour ces forêts vont être divisées en plusieurs parties, l'une va être utilisée par ces arbres pour assurer leur transpiration, une partie va s'infiltrer vers les nappes phréatiques et la partie restante va rejoindre les réseaux hydrographiques de cette région. Nous estimons cette dernière partie à moins de 25% des précipitations tombées pendant la période estivale. Donc, si les étangs et les plans d'eau existant dans le BV de la Glane étaient remplacés par des forêts, la quantité d'eau qui rejoindrait la rivière ne dépasserait pas 502 198,5 m^3. Cette quantité n'augmenterait le débit estival de la Glane que de 38 litres par seconde. Pour cela, nous pouvons dire que la présence des étangs et d'autres plans d'eau dans le BV de la Glane augmente son débit estival au moins de (106,4 – 38 = 68,4 litres par seconde).

Pour aller encore plus loin dans la compréhension de l'influence positive des étangs du BV de la Glane sur son débit estival, nous allons comparer entre un étang et une prairie humide occupée par des hélophites. En s'appuyant sur nos mesures de l'ET du jonc sous des conditions où l'eau n'est pas un facteur limitant, ou même les chiffres mentionnés par Uryvajev (1953), Herbst et Kappen (1999) et Rashed (2014) sur le ratio entre l'ET des hélophytes et l'évaporation mesurée à partir d'une nappe d'eau libre qui varie entre 1,5 et 2,5 et qui peut arriver jusqu'au 3, nous trouvons que la quantité d'eau perdue par les étangs représente moins de 50% de celle qui peut être perdue par ces prairies humides, surtout pendant la période estivale où les hélophites se trouvent dans leurs stade de croissance active.

Après avoir montré les raisons sur lesquelles nous nous appuyons pour confirmer que les étangs limousins ont un rôle plutôt positif sur le débit estival des réseaux hydrographiques de cette région, est-ce que nous pouvons calculer le bilan hydrique pour un bassin versant comme celui de la Glane à l'échelle annuelle ?.

Si les 499,7 ha d'étangs du bassin versant de la Glane étaient remplacés par des prairies humides occupées par des hélophytes, le débit estival de la Glane augmenterait-il ou baisserait-il ?

Avant de répondre à cette question de manière scientifique s'appuyant sur des mesures réelles, il est important de prendre en considération les remarques suivantes :

1. dans le cas de prairies humides, nous supposons que les hélophytes ne souffrent pas d'un stress hydrique, car l'eau du sol est toujours (ou presque toujours) capable à fournir des apports d'eau suffisants pour réaliser le processus d'ET à son taux maximal.

2. Selon les références bibliographiques citées ci-dessus, nous posons que la quantité d'eau perdue par l'ET des hélophytes est égale au double de celle perdue par l'évaporation.

En s'appuyant sur les mesures quotidiennes que nous avons prises pendant la période estivale (d'avril à août) de l'année 2015 à l'étang du Château, nous trouvons les résultats suivants :

1. Comme nous n'avons pas de mesures sur l'interception des hélophytes, nous allons négliger cette composante et nous allons supposer que la totalité des 402 mm des précipitations moyennes que reçoit ce bassin versant peut rejoindre la Glane ;

2. comme nous l'avons dit, l'ET des hélophytes est égale au double de l'évaporation d'un étang. En utilisant les mesures d'évaporation que nous avons prises à l'étang de Château pour la période estivale de l'année 2015 (du 1er avril au 31 août), nous estimons que l'ET des hélophytes de cette période est égale à (667,7 * 2 = 1335,4 mm) => la différence entre l'évaporation et l'ET des hélophytes est égale à 667,7 mm ;

3. Si les 499,7 ha étaient occupés par des prairies humides, ils perdraient une quantité d'eau

égale à [(superficie des prairies humides * (la différence entre l'ET des hélophytes et l'évaporation des étangs – les précipitations tombées à la surface de cette superficie pendant la période estivale)] => 499,7 ha * (667,7 – 402) = 1 327 702,9 m^3.

4. Cette quantité d'eau perdue par les prairies humides pendant la période estivale peut baisser le débit estival de la Glane de 100,4 litres par seconde, soit 3,7% de son débit estival.

Au vu de ce qui précède, nous pouvons conclure que la présence des étangs et d'autres plans d'eau libres dans le bassin versant de la Glane assure une augmentation de son débit estival égale, au moins(1), à (4% + 3,7% = 7,7%) par rapport aux prairies humides occupées par les hélophytes (soit 206,8 litres par seconde de plus).

Après avoir montré les raisons sur lesquelles nous nous appuyons pour montrer que les étangs limousins ont un rôle plutôt positif sur le débit estival des réseaux hydrographiques de cette région, est-ce que nous pouvons calculer le bilan hydrique pour un bassin versant comme celui de la Glane à l'échelle annuelle ?

Avant de commencer à répondre à cette question il faut rappeler que le bilan hydrique d'un bassin versant donné est l'équilibre entre la quantité d'eau y entrant via les précipitations et celle en sortant via [l'évaporation des nappes d'eau libres (étangs et cours d'eau), l'évapotranspiration des forêts et l'évapotranspiration des prairies et champs cultivés] et le débit mesuré à la sortie du bassin versant. Nous avons distingué entre l'évaporation des nappes d'eau libres et l'évapotranspiration des végétations, car le premier processus se produit toujours à son taux maximal, mais le deuxième est étroitement lié à la quantité d'eau disponible dans le sol. Nous avons aussi distingué entre l'ET des forêts et celle des prairies et des champs cultivés, car le processus d'ET des plantes dépend beaucoup de l'espèce végétale et du degré de développement de son système racinaire. Pour ces raisons, dans notre exemple actuel, nous considérons que la quantité d'eau perdue par les nappes d'eau libres de ce bassin versant (plans d'eau et cours d'eau) est égale à l'évaporation mesurée à l'étang du Château multipliée par la superficie occupée par les nappes du BV de la Glane ; la quantité d'eau perdue par les forêts est égale à [(l'ETP calculée selon la méthode de Penman-Monteith + l'interception) – (un stress hydrique estimé à 150 mm)] ; l'ETP des prairies et des champs cultivés est égale à [(l'ETP calculée selon la méthode de Penman-Monteith(2)) – (un stersse hydrique estimé à 250 mm)].

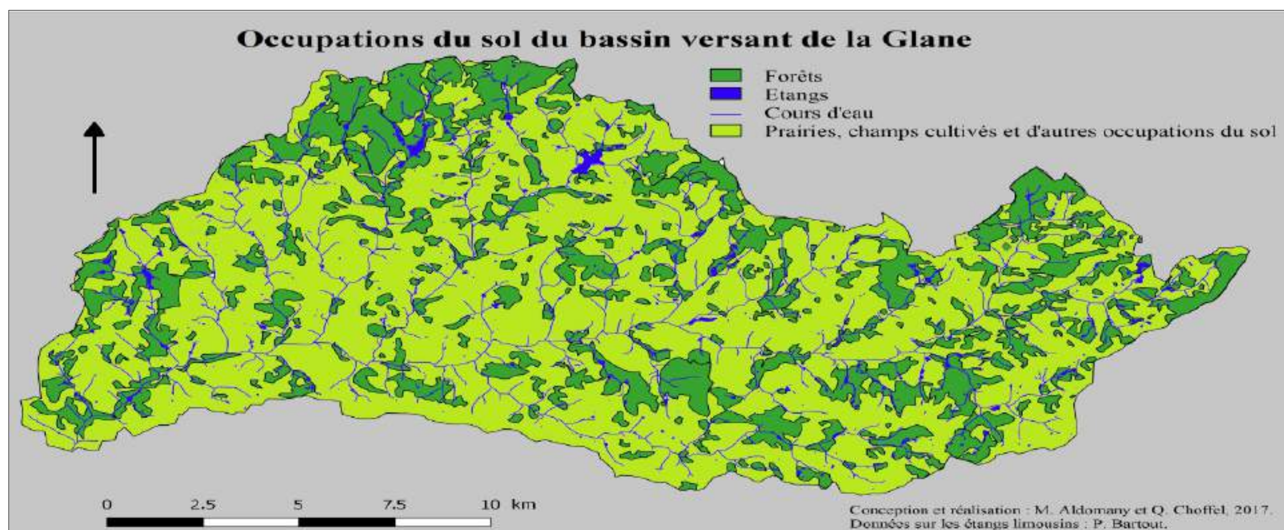
Pour répondre à la question précédente, il nous fallait passer par les étapes suivantes :

1. En s'appuyant sur des données réelles sur les étangs limousins fournies par P. Bartout, d'images satellites de 2016 et 2017, à l'échelle du 1:50 000eme, nous avons réussi à estimer le pourcentage de chaque type d'occupation du sol par rapport à la superficie totale de ce bassin versant comme suit : étangs et cours d'eau 5% ; forêts 39% ; prairies, champs cultivés et d'autres occupations du sol 66% (voir la Carte. 14).

2. En sachant que le bassin versant de la Glane a reçu pendant l'année hydrologique septembre 2014 – août 2015 1000 mm des précipitations, nous estimons que la quantité d'eau entrant dans le BV via les précipitations est égale à (1000 mm * 309,56 km² = 309,56 millions m^3) ;

(1) Nous disons « au moins » parce que dans notre exemple, nous avons négligé la partie des précipitations perdue par l'interception des hélophytes.

(2) C'est vrai que l'ET de maïs ne peut pas être égale à l'ET de blé et que le coefficient cultural doit être pris en considération pour chaque type de culture cultivé. Mais notre objectif de cet exemple est d'essayer de donnée des estimations générales sans entrer dans les moindres détails qui exigent une recherche complète pour établir un bilan hydrique à l'échelle de BV ;



Carte. 14 *: Occupations du sol du bassin versant de la Glane*

3. En utilisant l'évaporation mesurée pour l'année hydrologique 2014-2015 à l'étang du Château qui se trouve à moins de 10 km de la partie orientale de ce BV comme une valeur moyenne de l'évaporation des nappes d'eau libres du BV de la Glane, nous trouvons que ces nappes d'eau ont perdue une quantité d'eau égale à (964,5 mm * (309,56 * 0,05) km² = 14,93 millions m^3) ;

4. Selon la (Table. 61, p. 255) une forêt de Chênes à perdue par (ETP + interception) 956,4 mm). Comme nous avons supposé que les forêts existant dans le bassin versant de la Glane souffrent d'un stresse hydrique égale à 150 mm par an => les forêts de ce BV ont perdu une quantité d'eau égale à [(956,4 – 150) mm * (309,56 * 0,39) km² = 97,81 millions m^3).

5. Selon la (Table. 61, p. 255) l'ETP calculée selon la méthode de Penman-Monteith pour l'année hydrologique 2014-2015 est égale à 750,4 mm ; en supposant que le stress hydrique des prairies et des champs cultivés pour cette année soit égal à 250 mm => les prairies et les champs cultivés existant dans le BV de la Glane ont perdu une quantité d'eau égale à [(750,4 – 250) mm * (309,56 * 0,66) km² = 102,24 millions m^3].

6. La somme de toutes les pertes par évaporation et ET est égale à (14,93 + 97,81 + 102,24 = 214,98 millions m^3).

7. La différence entre la quantité d'eau entrant dans le BV de la Glane par précipitations (309,56 millions m^3) et celle perdue par évaporation et ET (214,98 millions m^3) est égale à 94,58 millions m^3. Cette quantité est égale à un débit sortant du BV de la Glane de 3 m^3 par seconde. En comparant ce chiffre avec le débit moyen de la Glane pour les 50 dernières années (3,82 m^3 par seconde)[1], nous trouvons que nos calculs sous-estime le débit moyen de la Glane. Mais quand nous savons que l'année hydrologique 2014-2015 était parmi les plus chaudes par rapport aux 40 dernières années et que les précipitations tombées pendant cette année étaient un peu sous la moyenne des 40 dernières années, nous pouvons dire que le résultat obtenu dans notre exemple peut être acceptable comme une estimation.

Pour conclure sur les paragraphes (5.1) et (5.2) nous pensons que malgré l'influence partiellement négative de certaines étangs, c'est-à-dire ceux qui ne possèdent pas des débits entrant et sortant permanents, sur le débit estival des réseaux hydrographiques de leur région, la meilleure solution ne sera pas d'effacer ces étangs. Plusieurs solutions peuvent être plus rentables et plus adaptées pour ces plans d'eau comme diminuer la surface occupée par les plantes aquatiques si ces plantes ne constituent pas un lieu de nidification pour les oiseaux ou une source de nourriture pour

(1) Source : http://www.hydro.eaufrance.fr/stations/L0813010&procedure=synthese

certaines espèces de poissons ; essayer de planter une ou deux lignes d'arbres à plusieurs mètres de l'étang dans la direction du vent ambiant pour constituer un obstacle en face du vent qui va réduire le taux d'évaporation annuel des étangs d'une bonne centaine de millimètres. Comme autre solution, nous pouvons recommander aux propriétaires des étangs de maintenir le débit sortant de leurs étangs dans certaines limites pour assurer la circulation de l'eau dans les réseaux hydrographiques de la région.

Concernant les étangs où les débits entrant et sortant sont permanents, nous pensons que le rôle joué par ces étangs est plutôt positif, surtout pour le débit estival. Pendant cette période, les étangs augmentent la ressource en eau du réseau hydrographique, par rapport à d’autres types d’occupation du sol que sont, par exemple, une forêt de chênes ou, plus encore, une prairie humide.

CHAPITRE VI

6 – UN BILAN HYDROLOGIQUE COMPLET DES ÉTANGS ÉTUDIÉS

Deux années de mesures quotidiennes nous permettent d'établir un bilan hydrologique complet pour l'étang Cistude et celui du Château. Bien que le calcul d'un bilan hydrologique soit très facile à faire sur papier, il exige un travail énorme sur le terrain.

Nous allons voir si nos mesures quotidiennes nous permettent d'équilibrer les deux parties du bilan hydrologique de l'étang, à savoir les composantes positives (précipitations, débit entrant et écoulement souterrain et ruissellement superficiels entrant à l'étang) et les composantes négatives (évaporation, transpiration des plantes aquatiques, infiltration vers les nappes(1) et débit sortant de l'étang). Si les deux parties ne sont pas égales, nous allons essayer de trouver l'explication logique de ce résultat. En cas d'absence de mesures directes sur une des composantes du bilan, nous allons tenter de l'estimer comme une composante restante du bilan.

6.1 – Le Bilan hydrologique complet de l'étang Cistude

Dans notre étude, nous avons considéré toutes les eaux entrant dans l'étang Cistude via le canal qui joint l'étang Cistude à l'étang Ricot comme des débits entrants. Mais il reste une petite surface, située juste autour de l'étang, qui draine ses eaux directement vers l'étang Cistude ; cette petite surface est égale à 4.3 hectares. Possédant le total annuel des précipitations et la température moyenne annuelle, nous avons calculé le déficit d'écoulement selon l'abaque de Wundt (Guilcher, 1965, p.268). En connaissant le déficit d'écoulement, nous avons calculé facilement le ruissellement de cette surface. Ruissellement = [précipitations - déficit d'écoulement] * la superficie de la surface qui draine ses eaux directement vers l'étang Cistude (4,3 ha). Donc les ruissellements = (905 – 650 mm)* 4.3 ha = 10 965 m^3.

Pendant une année hydrologique complète (du 14 août 2013 au 13août 2014), les mesures quotidiennes sur le terrain d'étude ont donné les chiffres suivants : la quantité d'eau entrante à l'étang = 112 825,5 m^3, la quantité d'eau sortante = 94 325,3 m^3, infiltration = 0 m^3, précipitations = 78 730 m^3 (905 mm).

Les plantes aquatiques occupent environ 33% de la superficie de l'étang Cistude et nos calculs estiment que ces plantes ont perdu via l'évapotranspiration près de 378.42 mm d'eau (voire la table. 43), la quantité de l'eau perdue par la partie occupée des plantes aquatiques pour l'année hydrologique 2013-2014 est égale à 378.42 mm * 8,7 ha * 0,33 = 32 922.54 m^3.

La partie libre de plantes aquatiques de l'étang Cistude a perdu via l'évaporation une quantité d'eau égale à 951,39 mm * 8,7 ha * 0,67 = 55 456,5 m^3.

Pour établir le bilan hydrologique de l'étang Cistude, nous avons utilisé l'équation suivante : (Débit entrant + Précipitations + Ruissellement) = (Débit sortant + Infiltration + Évaporation + évapotranspiration des plantes aquatiques). Avec toutes les valeurs en m^3.

- Composantes positives du bilan (112 825,5 + 78 730 + 10 965) = 202 520,5 m^3
- Composantes négatives du bilan (94 325,3 + 0 + 55 456,5 + 32 922,54) = 182 704,34 m^3

(1) Ici, nous considérons l'infiltration vers les nappes phréatiques comme des perte, car nous établirons le bilan hydrologique à l'échelle de l'étang étudié.

Or, nos données ne permettent pas d'équilibrer l'équation, la première partie étant supérieure de 19 816.16 m^3 à l'autre. Cette quantité correspond à une perte de 0,62 mm par jour. Et selon (Marcel, 1996), dans un étang piscicole correctement aménagé à substrat argileux, les « pertes » par infiltrations et fuites sont estimées entre 0,5 et 0,7 mm/j. Donc l'hypothèse la plus probable pouvant expliquer cette différence provient d'un mauvais fonctionnement de l'infiltromètre à double anneau qui a certainement sous-estimé la quantité d'eau infiltrée vers les nappes, la quantité d'eau qui a fui via les chaussées et la quantité d'eau absorbée par les systèmes racinaires des arbres entourant l'étang.

6.2 – Le Bilan hydrologique complet de l'étang du Château

Pour l'étang du château nous avons des mesures sur presque toutes les composantes du bilan hydrologique. Ces mesures ont été prises essentiellement pour l'année 2014-2015, mais pour certaines composantes, nous avons pris des mesures supplémentaires pendant l'année 2015-2016.

Commençons par les débits entrant et sortant, la figure (76) montre les mesures quotidiens de ces deux composantes.

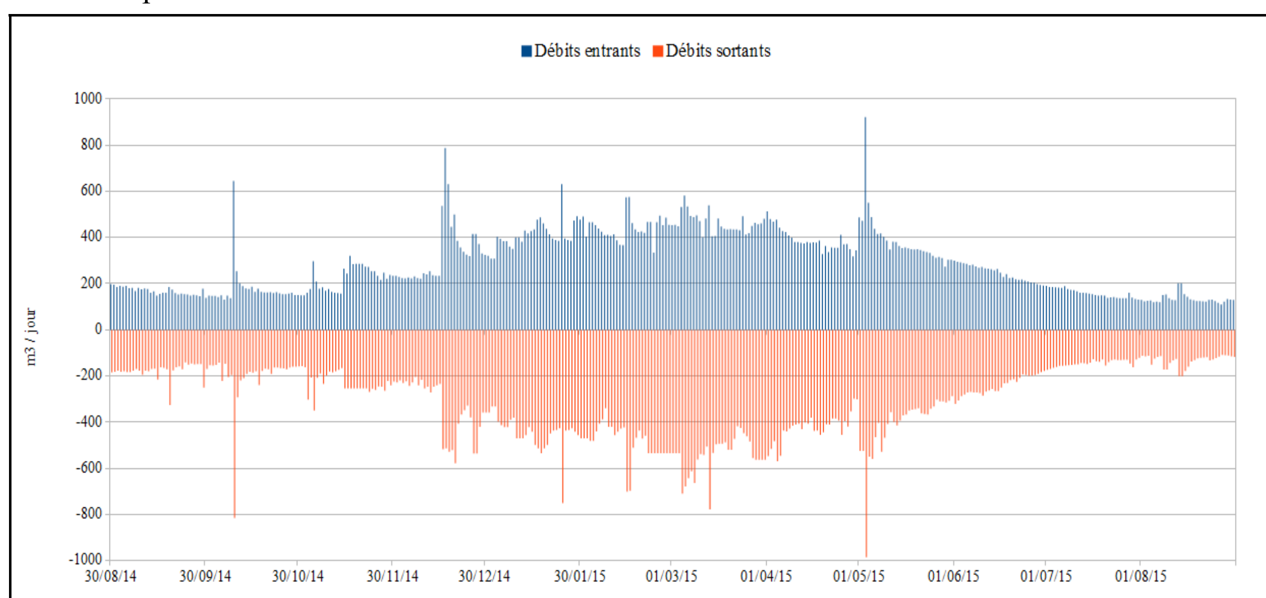


Figure. 76 : *Les quantités d'eau quotidiennes entrantes et sortantes de l'étang du Château pour la période allant du 30 août 2014 au 31 août 2015.*

À l'exception de quelques jours où les précipitations journalières dépassent 25 mm ce qui provoque un débit trop élevé pour être mesuré par un seau de 20 litres, les mesures des débits sont très fiables, car nous les avons prises en utilisant un seau gradué en litres. Les sommes annuelles totales des quantités entrantes et sortantes sont les suivantes :

1- les quantités d'eau entrantes = 107 947,15 m^3 ; 2- les quantités d'eau sortantes = 115 367,83 m^3.

Au contraire de l'étang Cistude, nous remarquons ici que les débits sortant de l'étang du Château sont supérieures aux débits entrants. Parce que cet étang est situé dans une vallée, nous pensons que cette différence est provoquée principalement par l'écoulement souterrain.

Concernant les précipitations qui sont tombées directement sur la surface de l'étang, elles sont égales à (967,07 mm * 0,47 ha = 4 545,23 m^3).

Parce qu'il n'existe pas de plantes aquatiques à la surface de cet étang, la quantité de l'eau perdue par le phénomène évaporatoire est égale à (964,5 mm * 0,47 ha = 4 533,15 m^3).

Grâce à nos mesures de l'infiltration effectuées entre 22 avril et 30 décembre 2015, nous estimons que l'infiltration journalière vers les nappes phréatiques est égale à 0,264 mm (voir la table. 67). Ce chiffre confirme le fait, déjà existant dans la littérature scientifique, que les régions des étangs ont une perméabilité réduite.

Dans la table précédente nous voyons que l'échange avec les nappes phréatiques ne prend pas toujours la direction descendante, elle prend parfois la direction opposée. Dans ce cas nous sommes devant des apports en eau supplémentaires qui entrent dans l'étang en provenant des nappes phréatiques.

En utilisant la valeur moyenne de l'infiltration 0,264 mm / jour, nous pouvons estimer la quantité d'eau infiltrée vers les nappes phréatiques pendant l'année hydrologique 2014-2015 à (0,264mm * 0,47 ha * 365 jours = 452,89 m^3.

Table. 67 : *l'infiltration mesurée à l'étang du Château (valeurs en mm/jour)*

Date	Infiltromètre 1	Inflitromètre 2
22/04/15		
28/04/15	1	0,75
09/05/15	-0,16	1,09
17/05/15	1,4	1,06
23/05/15	0,62	0,72
01/06/15	0,37	0,69
12/06/15	0,27	-0,14
20/06/15	0,125	-0,05
10/07/15	0,375	0
24/07/15	0,66	0,21
01/08/15	0,27	0,24
15/08/15	-1,07	-0,35
27/08/15	1,17	0
05/09/15	-0,11	0
01/10/15	0,5	-0,04
14/10/15	-0,15	-0,08
01/11/15	-0,25	-0,19
06/12/15	0,2	0,24
30/12/15	-0,04	0,18
La Moyenne	0,2877777778	0,2405555556
	Infiltration moyenne	0,264 mm/jour

Grâce à la fiabilité des mesures des différentes composantes du bilan hydrologique que nous avons effectuées sur l'étang du Château, nous avons utilisé ces mesures pour estimer l'écoulement souterrain et les ruissellements superficiels(1) comme une composante restante selon l'équation suivante :

l'écoulement souterrain et les ruissellements superficiels = (précipitations + débits entrants) – (évaporation + infiltration + débits sortants). Avec toutes les composantes en m^3.

Donc, l'écoulement souterrain et les ruissellements superficiels = (4 545,23 + 107 947,15) - (4 533,15 + 452,89 + 115 367,83) => 7 861,49 m^3.

l'écoulement souterrain et les ruissellements superficiels entrants à l'étang du Château durant l'année hydrologique 2014-2015 sont égaux à 7 861,49 m^3, soit une quantité d'eau entrante égale à 4,58 mm/jour ou un débit égal à 0,25 litre par seconde. En fait, ce chiffre doit être utilisé avec prudence pour d'autres étangs car il a un fort lien avec la topographie de l'étang étudié. Pour cette raison, nous avons estimé que l'écoulement souterrain pour l'étang Cistude peut être négligé car le terrain entourant l'étang est très plat.

Pour conclure sur le bilan hydrologique de l'étang du Château, en ajoutant l'écoulement souterrain et les ruissellements superficiels aux débits entrants dans l'étang nous trouvons que 72,45% des précipitations tombées sur le bassin versant de cet étang entre 1er septembre 2014 et 31 août 2015 sont arrivées à l'étang via les différents types d'écoulement. Donc, nous pouvons dire que près de 27,5% des précipitations tombées sur le bassin de cet étang sont perdus par l'évaporation directe des sols nus et par l'évapotranspiration des espaces verts et des champs cultivés, principalement, par le blé et le maïs. Mais, il convient de noter que ce pourcentage ne prend pas en considération le changement de la réserve en eau du sol (ΔR) au début et à la fin de période d'étude.

Pour conclure sur les chapitres (6.1) et (6.2), si nous pensons que l'écoulement souterrain est une

(1) Si nous pensons que l'écoulement souterrain s'effectue toute l'année ou presque, les ruissellements superficiels ne sont apparu que durant les jours très pluvieux (plus de 25 mm par jour).

composante de valeur très faible et qu'il peut être négligé lors du calcul du bilan hydrologique des étangs qui se trouvent dans une région très plate comme la Brenne, cette composante est très loin d'être négligée pour les étangs des vallées comme beaucoup des étangs limousins.

Par contre, il est très difficile de prendre l'exemple du bilan hydrologique d'un étang situé dans un vallée et de le généraliser aux autres étangs, même si ces étangs sont du même type.

Enfin, en attendant l'évaluation de ce travail par les experts et les personnes spécialistes de ce sujet de recherche, nous espérons que notre étude peut ajouter quelque chose d'utile à la littérature scientifique dans le domaine de l'évaporation et du bilan hydrologique des plans d'eau en général, et des étangs en particulier.

CONCLUSION GÉNÉRALE

À l'issue de ce travail, nous sommes en mesure d'apporter quelques éléments de réponse aux questions qui se posent tant en limnoclimatologie académique qu'en recherche-conseil dont ont besoin les régions d'étangs.

En géographie fondamentale, cette thèse a permis de discuter la question de savoir si le processus d'évaporation se produit de manière similaire sur les étangs et les lacs et de savoir si les formules mathématiques appliquées sur les lacs peuvent être généralisées afin d'estimer l'évaporation des étangs. La partie de notre travail liée aux recherches appliquées s'est efforcée d'établir un bilan hydrologique et confirmer ou infirmer l'hypothèse développée dans la littérature grise et les rapports des administrations disant que ces plans d'eau sont les premiers responsables de la perte en eau des réseaux hydrographiques des régions du Centre-Ouest de la France. Atteindre les objectifs principaux de cette étude a exigé le passage par plusieurs étapes, chacune d'entre elles ayant un objectif principal indispensable pour réaliser l'étape suivante.

Comme un des objectifs principaux de cette étude est de donner des chiffres fiables pour les différentes composantes du bilan hydrologique et surtout l'évaporation, la première étape de ce travail était de réaliser une recherche épistémologique afin de connaître les différentes méthodologies utilisées pour réaliser les études sur ce sujet. Cette recherche bibliographique nous a assuré que la méthodologie de mesure quotidienne sera la plus adaptée pour nos terrains d'étude (les étangs).

Après plus d'un millier de jours de mesures directes, consacrés à l'étude des différentes composantes du bilan hydrologique de deux étangs significatifs du Centre-Ouest de la France, nous sommes en capacité de faire ressortir l'essentiel de ce travail sur le terrain. Ainsi, la deuxième étape de cette étude était de trouver le meilleur outil pour mesurer l'évaporation. Deux types de bacs évaporatoires ont été disponibles, à savoir un bac métallique de classe A et un bac flottant en plastique transparent. La comparaison entre les deux bacs était impossible avant d'avoir trouvé une solution au problème de stabilité du bac flottant à la surface d'étang. Nous avons surmonté ce problème en installant deux cadres en bois autour du bac. Ces cadres ont empêché les vagues d'atteindre le bac. À partir de ce moment là, les mesures de la variation du niveau d'eau dans le bac flottant ont été très fiables. La comparaison de l'influence de ces deux types de bacs sur la température de l'eau qu'ils contiennent par rapport à la température de la surface d'étang a montré que le bac métallique de classe A a toujours une influence notable sur la température de l'eau. Par contre, le bac flottant, à l'exception des jours de très forte insolation, n'a quasiment aucune influence sur la température de ses eaux. Pour cela, cette étape nous confirme que les mesures effectuées par le bac flottant sont les plus proches de l'évaporation réelle.

Les mesures du bac flottant nous permettent de réaliser l'étape suivante de cette recherche, à savoir, tenter d'approcher la meilleure formule mathématique pour estimer l'évaporation des étangs à partir des données météorologiques. Avant de commencer cette étape, et grâce à notre expérience accumulée en raison des mesures quotidiennes durant plus de deux ans, nous avons réussi à établir une formule mathématique, pour chacun de nos étangs d'étude, capable de donner des estimations très proches des mesures directes. Parce qu'un des buts de notre travail est de proposer une formule empirique pour calculer l'évaporation des étangs existant dans notre région d'étude, nous avons utilisé les chiffres de P. Bartout sur le pourcentage de chaque type d'étang de la région Limousin. Après avoir multiplié le pourcentage de chaque type d'étang par sa formule mathématique que nous avons élaborée grâce à une régression linéaire multiple entre l'évaporation mesurée d'une part et d'autre part les cinq paramètres météorologiques les plus importants dans le processus d'évaporation, nous avons obtenu une formule empirique valable pour la région d'étude et nous l'avons appelé "*Aldomany*".

La comparaison entre les mesures directes effectuées par le bac flottant et les résultats des 18 différentes formules mathématiques, y compris la formule "*Aldomany*", a été effectuée à trois différentes échelles, à savoir annuelle, mensuelle et journalière.

1. À l'échelle annuelle, les comparaisons ont montré que les trois meilleures méthodes mathématiques pour estimer l'évaporation des étangs pelliculaires et profonds de notre région d'étude sont DeBruin-Keijman, Priestley-Taylor et Aldomany. Ces trois méthodes donnent des estimations de l'évaporation à moins de 10% des mesures directes sur le terrain.

2. À l'échelle mensuelle, la fiabilité des méthodes varie d'un mois à un autre. Mais plusieurs d'entre elles donnent des estimations fiables pour plus de sept mois de l'année hydrologique et pour les deux types d'étangs étudiés comme la méthode d'Aldomany et celle de Makkink.

3. À l'échelle journalière, l'Écart Quadratique Moyen Journalier (EQMJ) pour un échantillon de 365 jours pour chacun des étangs étudiés montre que la formule empirique d'Aldomany donne les meilleurs résultats avec un EQMJ dépassant légèrement 0,5 mm/jour. La méthode de Makkink vient en deuxième place avec un EQMJ de 0,65 mm/jour.

Les résultats de cette étape nous ont permis d'estimer l'évaporation des plans d'eau existant dans la région d'étude en utilisant des données climatiques provenant des stations Météo-France les plus proches et des données sur la température de l'eau de ces étendues d'eau. Nos estimations montrent que l'évaporation annuelle des étangs de notre région d'étude varie entre 850 mm/an pour l'étang des Oussines (étang situé à plus de 800 mètres d'altitude) et 1000 mm/an pour les étangs de la Brenne.

En essayant de comparer la quantité d'eau perdue via l'évaporation à partir des étangs et celle perdue par d'autres types d'occupation du sol, nous avons comparé chacun de nos étangs de mesures avec une forêt de chênes ayant la même superficie. Nos analyses montrent que la différence entre la quantité d'eau perdue via l'évaporation, ou (l'évaporation + l'évapotranspiration des plantes aquatiques pour les étangs ayant une partie de leur surface occupée par ces plantes), et celle perdue via l'évapotranspiration et l'interception de la forêt n'est pas très grande. Par contre, cette perte, à l'exception des mois où les arbres souffrent d'un stress hydrique, peut être plus grande pour la forêt que pour l'étang. Nos comparaisons ont aussi montré que les étangs avec des plantes aquatiques perdent une quantité d'eau supérieure à celle perdue par les étangs sans plantes aquatiques. Pour cela, si ces plantes ne font pas partie de la chaîne alimentaire des poissons ou des autres espèces animales qui vivent dans l'étang, ou si elles ne constituent pas un endroit de reproduction pour les oiseaux nicheurs, nous recommandons de couper ces plantes, ou au moins, réduire la proportion qu'elles occupent à la surface de l'étang.

D'après notre travail, l'évaporation d'un étang représentatif du Limousin (l'étang du Château à Rilhac-Rancon) est de 964,5 mm par an, alors que, selon nos mesures directes de l'évaporation réelle à partir d'une surface d'eau libre et l'évapotranspiration réelle d'une surface ayant la même superficie mais occupée par les joncs, nous estimons l'évapotranspiration d'une prairie humide à plus de 2500 mm par an.

En ce qui concerne l'étiage estival de la Claise, nos analyses ont montré que les étangs de la Brenne jouent un rôle dans ce phénomène naturel, car ils empêchent les précipitations tombées durant cette période de continuer leur chemin jusqu'au lit de la rivière. Par contre, nos données ont bien montré que la majorité des eaux tombées sur les étangs pendant la période chaude de l'année ne sont pas perdues par l'évaporation, elles ont été simplement stockées dans les étangs. Du plus, ces étangs, après avoir repris leur volume maximum à la fin d'automne, permettent l'écoulement libre des cours d'eau.

Concernant les étangs limousins, surtout ceux qui ont des débits entrants et sortants permanents, nos analyses ont montré clairement que ces étangs ont un rôle plutôt positif sur le débit estival des réseaux hydrographiques de cette région par rapport aux autres occupations du sol, car ils restituent la totalité des précipitations qu'ils reçoivent pendant cette période. Or, les forêts les interceptent en grande partie et le reste est utilisé pour compenser la diminution de l'humidité du sol résultant de l'absorption des racines des arbres.

Les résultats de ce travail nous permettent de dire que la présence des étangs favorise l'évaporation, mais il est inexact d'affirmer que ce phénomène impacte fortement la quantité d'eau disponible sur un bassin versant. Au contraire, dans les régions où les précipitations dépassent l'évaporation, et les débits entrants et sortants des étangs sont permanents, ces plans d'eau jouent un rôle positif pour assurer un bon débit des réseaux hydrographiques surtout pendant la période estivale.

Notre étude a aussi confirmé le fait que les régions d'étangs ont une perméabilité réduite, donc les quantités de l'eau infiltrée vers les nappes phréatiques sont petites par rapport aux autres composantes du bilan hydrologique, surtout les débits entrants et sortants. Nos données ont aussi confirmé l'importance de l'écoulement souterrain pour les étangs de vallée. Nous estimons cet écoulement de 0,25 l/s pour l'étang du Château.

À la fin de ce travail, nous espérons que nous avons réussi à ajouter une nouvelle étude de grande valeur à la littérature scientifique sur le sujet de l'évaporation et du bilan hydrologique des petits plans d'eau. Nous souhaitons que les nombreux exemples chiffrés, détaillés et cités dans ce mémoire, aident le plus grand nombre possible des étudiants et autres personnes intéressées à bien comprendre le déroulement du processus d'évaporation.

Espérons que ce travail, qui nous a coûté beaucoup d'efforts, de recherche, d'analyse et des mesures quotidiennes sur les terrains, retienne l'attention des décideurs et des responsables de la gestion de ces plans d'eau, car nous pensons que cette étude les aidera à mieux comprendre ces plans d'eau. Bien que les étang de la Brenne sont partiellement responsables de l'étiage estival de la Claise, les étangs limousins, par contre, soutiennent un bon débit estival de leur région. Donc, la situation géographique des étangs doit être prise en considération au moment d'établir d'un bilan de gestion de ces plans d'eau. Selon notre recherche nous pensons que le choix d'effacement des étangs n'est certainement pas la réponse la plus efficace au problème de l'étiage estival des réseaux hydrographiques de la région Centre-Ouest de la France.

À la fin de cette thèse, nous espérons qu'elle sera étudiée et évaluée par d'autres spécialistes, surtout la nouvelle formule empirique que nous avons proposée et le bac flottant en plastique transparent que nous avons fabriqué pour mesurer l'évaporation des étangs de la région Centre-Ouest de la France.

En ce qui concerne les perspectives, nous espérons que les circonstances de l'avenir proche nous permettent de poursuivre nos recherches dans ce domaine, car nous considérons cette thèse comme le premier pas dans notre chemin de recherche. Nous espérons également que nous obtiendrons la chance de tester notre formule empirique "*Aldomany*" sur d'autres étangs se situant dans la région Centre-Ouest de la France ou même dans une région de climat totalement différent. Sur ce point, il est prévu dans les quelques mois à venir que nous réalisions en partenariat avec nos collègues roumains, qui étudient l'évaporation des lacs peu profonds de leur pays, un article scientifique sur l'impact du climat local sur le processus de l'évaporation à partir des plans d'eau peu profonds situés presque à la même latitude.

Puisque le temps de mesures sur le terrain pour une thèse normale est limité à un, deux ou trois ans maximum, des mesures supplémentaires seront très importantes pour améliorer les résultats de

ce travail. Ces mesures supplémentaires doivent recouvrir un grand nombre d'années aux conditions météorologiques différentes (année normale, année sèche, année humide, année chaude, année froide, année ventée, année calme, etc.)

Des études consacrées aux autres types de plans d'eau existant dans notre région d'étude nous semblent intéressantes. Par exemple, une étude consacrée à l'évaporation d'un lac profond situé au Centre-Ouest de la France sera importante pour les raisons suivantes :

1. Notre travail a confirmé l'importance du rayonnement solaire dans le processus d'évaporation et ce rayonnement enregistre ses valeurs les plus élevées pendant les mois d'été.
2. Notre recherche bibliographique nous a montré que la majorité des études consacrées aux lacs profonds existant dans une région de climat tempéré froid (les Grands lacs entre Canada et les États Unis ; les lacs du nord de l'Europe : la Norvège, la Suède et la Finlande ; les lacs de la Russie et les lacs du nord du Japon) montre que les valeurs de l'évaporation les plus élevées de ces lacs sont enregistrées en automne et au début d'hiver.

Donc, une telle étude permettra de savoir si l'évaporation des lacs profonds existant dans une région de climat tempéré plutôt doux comme celui du Centre-Ouest de la France se déroule comme celle des lacs situés dans une région de climat différent.

Réaliser une étude consacrée à la mesure de l'évapotranspiration réelle à partir des marais occupés totalement par des plantes aquatiques, des prairies humides et des sagnes nous semble très importante pour les raisons suivantes :

1. Parce que ces occupations du sol sont souvent les sites qui ont été transformés en étangs dans le Limousin et même dans les autres régions d'étangs en France.
2. Parce que nos mesures directes qui n'ont duré que 93 jours montrent que la quantité en eau perdue par une boîte de 10 cm de diamètre qui contient les plantes du jonc était 5,46 fois plus grande que celle perdue par une boîte ayant le même diamètre et qui ne contient que de l'eau.

En fait, si une étude sur le terrain qui dure une année complète confirme le chiffre de (5,46) que nous avons obtenu pour une période de trois mois, nous serons devant une perte en eau égale à 5 600 mm par an à partir de ces prairies humides. Cela serait une information importante pour la gestion de ces zones

Nous aurons de la chance si nous avons l'occasion de mesurer les débits des ruisseaux avant et après la destruction d'un étang ou même avant et après la création d'un étang. Des mesures de ce genre nous permettraient de donner une réponse directe sur l'influence des étangs sur les débits des réseaux hydrographiques de la région étudiée.

Si les étangs de déversoirs de surface permettent à l'eau de la couche superficielle, la plus chaude par rapport aux autres couches de l'étang, de sortir pour s'écouler dans les réseaux hydrographiques, nos analyses confirment que la différence entre l'évaporation des endroits ensoleillés des étangs et ceux qui se situent dans l'ombre des arbres entourant est grande. Cette ombre selon les mesures de Q. Choffel, le doctorant qui fait une partie de ses mesures directes sur la température de l'eau sur l'étang du Château à Rilhac-Rancon, a aussi une grande influence sur la température de l'eau. Pour cela, une solution peut-être très adaptée à ce type d'étang est de mettre, si possible, le déversoir et la zone voisine, quelques dizaines de m², dans l'ombre. Nous pensons que cette procédure va diminuer légèrement la quantité perdue par l'évaporation et va diminuer la température de l'eau qui sort de l'étang.

Un travail de valorisation de cette thèse sera envisagé dans les quelques mois à venir en publiant plusieurs articles scientifiques qui résumeront les résultats obtenus dans cette recherche. La participation à des conférences qui rassemblent les acteurs de la gestion des eaux, les autorités publiques chargées de l'environnement, de l'aménagement du territoire, des représentants des

bureaux d’étude et toutes les autres personnes intéressées à notre sujet comme les propriétaires des étangs...etc, sera aussi très importante.

Enfin, il convient de noter que la majorité des modèles de changement climatique pour notre région d'étude préviennent que les événements extrêmes comme les vagues de chaleur, les canicules vont être plus fréquentes. À la lumière de ces prévisions, nous pouvons dire que l'évaporation annuelle à partir des étangs du Centre-Ouest de la France peut devenir plus élevée et même dépasser 1000 mm/an.

BIBLIOGRAPHIE
des 472 références citées dans le texte

Abtew W., 2001. Evaporation estimation for Lake Okeechobee in South Florida. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 127, 140–147.

Afanas'ev A.-N., 1976. *Vodnye resursy i vodnyj balans bessejna ozera Bajkal.* Novosibirsk, Nauka, 240 p.

Aldomany M., 2013. *L'évaporation des étangs : le cas du Centre-Ouest de la France.* Mémoire de Master 2, Univ. d'Orléans, 129 p.

Aldomany M., Touchart L., Bartout P., 2016. Les étangs assèchent-ils la Brenne ? Le cas de l'évaporation de l'étang Cistude, *In* : Bartout P., Touchart L., 2016. *Eaux et mœurs du Berry et d'ailleur*. C.R.E.D.I., Châteauroux, 45-65.

Alet B., Angeliaume-Descamps A., Briane G., 2011. Petite histoire des étangs du Ségala. *Patrimoni*, 16-21.

Allen R.-G., Pereira L.-S., Raes D., Smith M., 2006. *Crop evapotranspiration–Guidelines for computing crop water requirements: Irrigation and Drainage Paper No. 56*. United Nations Food and Agriculture Organization, Rome, Italy, 300 p.

Allen R.-G., Tasumi M., Trezza R., 2007. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC)—model. Journal of irrigation, drainage and energy, Vol. 133, No. 4, 380–394.

Alluaud M.-F., 1856. *Aperçu géologique et minéralogique sur la département de la Haute-Vienne.* Limoges et Isle, Martial Ardant Frères, éditeurs, 24 p.

Alty T., 1933. The maximum rate of Evaporation of water. The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science, vol. 15, Issue 96, 82-103.

Anderson E.-R., Pritchard D.-W., 1951. *Physical limnology of Lake Mead*. San Diego, California, US Navy Electronics Laboratory, Report 258, Problem NEL 2J1, 152 p.

Anderson R.-E., 1954. Energy-budget studies, in, water-loss investigations-Lake Hefiier studies. Technical report : U.S. Geol. Survey Prof. Paper 269, 71-119.

Andersson L. Harding R. J., 1991. Soil-Moisture deficit simulation with models of varying complexity for forest and grassland sites in Sweden and the UK. *Water Res. Manag.,* 5, 25-46.

Anderson M.-C., Norman J.-M., Diak G.-R., Kustas W.-P., Mecikalski J.-R., 1997. A two-source time-integrated model for estimating surface fluxes from thermal infrared satellite observations. Remote Sens. Environ., Vol. 60, No. 19, 5-216.

André M.-F., Bernard-Allée Ph., Valadas B., 1994. Géomorphologie, in Bernard-Allée Ph., André M.-F., Pallier G., Dir., *Atlas du Limousin. Limoges*, Pulim, 166 p. : 20-24.

Angot A., 1928, *Traité élémentaire de météorologie*. Paris, 420 p.

Angstrom A., 1920. Application of heat radiation measurements to the problem of evaporation fi-om lakes and the heat convection at their surfaces. *Geografiska Annaler,* 20, 237-252.

Anon, 1674. De l'origine des Fontaines. (généralement attribuée à Pierre Perrault), Paris.

Aqua Concept Environnement – BCEOM, mai 2008. Etude diagnostic des causes d'eutrophisation du plan d'eau de la Ramade. Etat des lieux et diagnostic du plan d'eau et de son bassin versant, Programme d'actions. Commune de Giat, 184 p.

Assouline S., Mahrer Y., 1993. Evaporation from Lake Kinneret 1 : Eddy correlation system measurements and energy budget estimates. *Water Resources Research*, Vol. 29, No. 4, 901–910.

Assouline S., Tyler S.-W., Tanny J., Cohen S., Bou-Zeid E., Parlange M.-B., Katul G.-G., 2008. Evaporation from three water bodies of different sizes and climates: Measurements and scaling analysis. Advances in Water Resources, 31, 160–172.

Aussencac G.,1981. L'interception des précipitations par les peuplements forestiers. *La Houille Blanche,*7/8, 531-536.

Banas D., Masson G., Leglize L., 2001. Limitation of sediment exportation during the draining operation of an extensive pond: the combination with a natural wetland. *Verh. Internat. Verein. Limnol.*, 27, 3982-3985.

Banas D., Masson G., Leglize L., Pihan G.-C., 2002. Sedimentation in fish ponds : estimation of total flux with new sediment traps. *Verh. Internat. Verein. Limnol.*, 28, 944-947.

Banas D., Grillas P., Auby I., Lescuyer F., et al., 2005. Short time scale changes in underwater irradiance in a wind-exposed lagoon (Vaccarès lagoon, France) : Efficiency of infrequent field measurements of water turbidity or weather data to predict irradiance in the water column. *Hydrobiologia*, 551(1), 3-16.

Barret E., 1892. *Géologie du Limousin.* Limoges, Imprimerie et librairie limousine, 208 p.

Bartout P., 2006. *Pour un référentiel des zones humides intérieures de milieu tempéré : l'exemple des étangs en Limousin (France), Typologies, régionalisation*. Univ. Limoges, Thèse de doctorat en géographie, 497 p.

Bartout P., 2012. *Les étangs du Limousin : des zones humides face au développement durable.* Brive-la-Gaillarde : Les Monédières, 250 p + annexes.

Bartout P., 2015a. Un potentiel lentique méconnu : la France aux 250 000 étangs, *In* Touchart L., Bartout P., Motchalova O., Dir., *Mieux comprendre les étangs : expériences nationales et internationales*, *du Berry Limousin à l'Europe orientale*. Brive-la-Gaillarde : Les Monédières, p : 27-49.

Bartout P., 2015b. *Les territoires limniques. Nouveau concept limnologique pour une gestion géographique des milieux lentiques.* Université d'Orléans, Thèse d'HDR en géographie, 444 p.

Bartout P., Touchart L., 2013. L'inventaire des plans d'eau français : outil d'une meilleure gestion des eaux de surface. *Annales de Géographie*, 691, 266-289.

Bartout P., Touchart L., 2015. La stabilité limnique dans le bassin de la Vienne : la place des plans d'eau au sein des milieux et des sociétés depuis le XIXe siècle. *Norois*, n° 234, 65-82.

Battiau-Quenay Y., 1993, *Le relief de la France, coupes et croquis*. Paris, A. Colin, 252 p.

Baulig H., 1928. *Le plateau central de la France et sa bordure méditerranéenne ; Étude morphologique.* thèse d'État, Univ. de Paris, A. Colin, Paris, 591 p.

Beard J.-T., Hollen D.-K., 1969. *The influence of solar radiation reflectance on water evaporation.* Water Resources Research Centre, Virginia, Bulletin 30, 26 p.

Beaujeu-Garnier J., 1954. Essai de morphologie limousine. *R.G.A.,* XLII, 269-302.

Bédoucha G., 2011. *Les liens de l'eau. En Brenne, une société autour de ses étangs.* Paris, Maison des Sciences de l'Homme, 688 p.

Belarbi N., Saïghi M., 2007, Étude comparative des méthodes d'évaluation du taux d'évaporation à partir d'une surface d'eau libre. Application aux région arides et semi-aride en Algérie. (In) Benzina J. J., 2007, Albi, France. ENSTIMAC, 5 p.

Beltrando G., 2004. *Les climats. Processus, variabilité et risques.* Paris, Armand Colin, 261 p.

Beltrando G., 2011. *Les climats. Processus, Variabilité et Risques.* Armand Colin, Paris, 286 p.

Beltrando G., Chéméry L., 1995. *Dictionnaire du climat.* Paris, 131 p.

Benarrous R., 2009. *La Grande Brenne aux périodes préindustrielles (Indre). Contribution à l'histoire des paysages, des étangs et des relations sociétés/milieux dans une zone humide continentale. Approches historique, archéologique et paléo-environnementale.* Univ. Paris 1, thèse de doctorat en archéologie, 612 p.

Bernatowicz S., Leszczynski S., Tyczynska S., 1976. The influence of transpiration by emergent plants on the water balance in lakes. *Aquatic Botany*, 2, 275–288.

Bonnet M., Delarozière-Bouillin O., Jusserand C.-I., Roux P., 1970. *Calcul automatique des "bilans d'eau" mensuels et annuels par les méthodes de Thornthwaite et de Turc*. BRGM, Orléans, 18 p.

Benoît C., 1992. *Les étangs de la Dombes au Moyen-Age, XIIIème-Xv^{ème} siècles.* Comité des Travaux historiques et scientifiques, Besançon, 102 p.

Benoît C., 1995. *Les Étangs de la Dombes au Moyen Âge, XIIIe - XVe siècles.* Comité des travaux historiques et scientifiques, 110 p.

Béthemont J. 2000. *Les grands fleuves.* Paris, Armand Colin, 255 p.

Bethge-Steffens D., Meissner R., Rupp H., 2004. Development and practical test of a weighable groundwater lysimeter for floodplain sites. Journal of Plant Nutrition and Soil Science, 167, 516-524.

Bidault M., 1998. *Le bassin versant de Picadon : un exemple des dynamiques hydraulogiques et paysagères en Brenne Centrale,* Toures. Univ. François Rabelais, mémoire de maîtrise en géographie.

Bolsenga S.-J., 1975. Estimating energy budget components to determine Lake Huron evaporation. Water Resources Research, Vol. 11, No. 5, 661-666.

Bomer B., 1954. Le relief du Limousin septentrional. *Mémoires et documents,* éd. Du C.N.R.S., IV, 63-95.

Bonis A., 1988. *Réserve Naturelle de Chérine, Impact du pâturage sur la végétation prairiale, approche méthodologique.* Mémoire de fin d'études Sciences de l'Environnement, Académie de Rouen, 44p. + annexes.

Bouchardeau A., Lefèvre R., 1957. *Monographie du lac Tchad.* Paris, Orstom, 112 p.

Boulard D., 2016. *Capacité d'une chaîne de modélisation hydroclimatique haute résolution à simuler des indices de déficit hydrique : Application aux douglasaies et hêtraies de Bourgogne.* Univ. Bourgogne, Thèse de doctorat en Géographie (Climatologie), 198 p. plus annexes.

Bouleau G., Pont D., 2014. Les conditions de référence de la directive cadre européenne sur l'eau face à la dynamique des hydrosystèmes et des usages. *Natures Sciences Sociétés*, 22, 3-14.

Bouteldjaoui F., Bessenasse M., Guendouz A., 2011. Etude comparative des différentes méthodes d'estimation de l'évapotranspiration en zone semi-aride (cas de la région de Djelfa). *Nature et Technologie*. P 109-116.

Bowen I.-S., 1926. The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. *Physics Rev,* vol, 27. 779-787.

Boyd C. E., 1985. Pond evaporation. *Trans. Amer. Fich Soc.* 114, 299-303.

Boyer J., 1971. Étude des principales composantes du microclimat d'une cacaoyère au Cameroun, Importance écologique des variations spatiales et saisonnières. Café Cacao Thé, Paris, vol. 15, no. 4, 275-300.

Bravard J.-P., Petit F., 1997, *Les cours d'eau, dynamique du système fluvial.* Paris, Armand Colin, Collection U, 222 p.

Bril H., Floc'h J.-P., 1993. *Sous le sol du Limousin.* Aurillac, Institut d'Études Occitanes, 32 p.

Brix H., 2006. Course Notes : *Onsite Treatment of Wastewater in Willow Systems*. Department of Biological Sciences, Aarhus University, Aarhus, Denmark.

Brochet P., Gerbier N., 1968. *L'évapotranspiration, aspect agrométéorologique, évaluation pratique de l'évapotranspiration potentielle*. Monographie N° 65 de la Météorologie Nationale, 67 p.

Brochet P., Gerbier N., 1977. Une méthode opérationnelle pratique de calcul de l'évapotranspiration potentielle. La Météorologie, 11, 25-31.

Brown P., Hallstead A.-L., 1952. Comparison of evaporation data from standad WB and BPI evaporation pans. Agronomy Journal, vol. 44, No. 2, 100-101.

Brunaud D., 2007. *Étangs pelliculaires et réserves naturelles : principes de fonctionnement et modalités de classement*. Univ. Limoges, thèse de doctorat en géographie, 582 p.

Brunaud D., Touchart L., 2007. *L'étang de Landes de sa création au classement en réserve naturelle.* Guéret, Société des sciences naturelles, archéologiques et historiques de la Creuse. 106 p.

Brunet Y., Nunez M., Lagouarde J.-P., 1991. A simple method for estimating regional evapotranspiration from infrared surface temperature data. ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing, 46, 311-327.

Brunt D., 1932. Notes on radiation in the atmosphere. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 58, 389-420.

Brunt D., 1952. *Physical and Dynamical Meteorology*, 2ème ed. University Press, Cambridge, 428 p.

Brutsaert W., 1965. Equations for vapor flux as a fully turbulent diffusion process under adiabetic conditions. International Association of Scientific Hydrology, Bulletin, Vol. 10, Issue 2, 11-21.

Brutsaert W., 1975. On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. *Water Resources Research*, Volume 11, p. 742–744.

Brutsaert W.-H., Yeh G.-T., 1976. Implications of a type of empirical evaporation formula for lakes and pans. Water Resources Research. 6, 1202–1208.

Brutsaert W., Stricker H., 1979. An advection-aridity approach to estimate actual regional evapotranspiration. *Water Resources Research*, 15 (2), 443–450.

Brutsaert W.-H., 1982. Evaporation into the atmosphere : Theory, history, and applications. Boston, Reidel D., 299 p.

Brutsaert W.-H., Sugita M., 1991. A bulk similarity approach in the atmospheric boundary layer using radiometric skin temperature to determine regional fluxes. Boundary-Layer Meteor., 55, 1-23.

Brutsaert W.-H., 2005. Hydrology : An introduction. Cambridge University Press, 617 p.

Budyko M.-I., 1947, *O vodnom i teplovom balansah proverhnosit suši. (Le bilan hydrique et le bilan thermique de la surface du sol).* M. i G. n° 5.

Budyko M.-I., Timofeev M.-P. 1952. On methods for determining evaporation. Meteorol. Gidrol., No, 9.

Budyko M.-I., Donehoo I.-A., et al., 1963. Guide to : the atlas of the heat balance of the earth (atlas teplovogo balansa zemnogo shara). Washington, U.S. Dept. of Commerce, Weather Bureau, 1964, 69 p.

Budyko M.-I., 1974. Climate and life. New York, Academic Press, 508 p.

Budyko M.-I., Zubenko L.-I., 1976. *Le bilan hydrique de l'Europe.* Organisation des Nations Unies pour l'Éducation, la Science et la Culture, Paris, 23 p. Original russe.

Burgis M., Morris P., 1987. *The Natural History of Lakes.* Cambridge University Press, 218 p.

Bussinger J.-A., 1966. Transfer of momentum and heat in the planetary boundary layer. Proc. Symp. Arctic Heat Budget and Atmos. Circulation, RAND Corp. RM-5233-NSF, 305-332.

Cailleux A., 1974. Mesure simple de l'albédo en géographie, In: Annales de Géographie, t. 83, n°459, 569-585.

Cailliez V., Perarnaud V., 1993. Évolution du climat en Limousin depuis 1880 ; Précipitations et températures moyennes mensuelles. *La Météorologie,* 8ème série- n° 1, mars, 8-15.

Calder I.-R., 1979. Do trees use more water than grass ?. *Water science*, 83, 11-14.

Calder I.-R., Neal C., 1984. Evaporation from saline lakes : a combination equation approach. *Hydrological Sciences Journal*, 29 : 1, 89-97.

Calder I.-R., 1990. Evaporation in the Uplands. *John Wiley and Sons, Chichester*, 84-85.

Carlini M., 2006, *Morphologie et hydrodynamique des plans d'eau : Le cas des étangs-lacs en Limousin*. Univ. Limoges, thèse de doctorat en géographie, 357 p.

Carlson T.-N., Gillies R.-R., Perry E.-M., 1994. A method for making use of thermal infrared temperature and NDVI measurements to infer water content and fractional vegetation cover. Remote Sensing Reviews, Vol. 9, No. 1, 161-173.

Carlson T.-N., Capehart W.-J., Gillies R.-R., 1995. A new look at the simplified method for remote sensing of daily évapotranspiration. Remote Sens. Environ., 54, 161-167.

Carrega P., 1993, Les tendances actuelles du climat de la côte d'Azur (France). *Publications de l'association internationale de climatologie*. Volume 6, 173-182.

Cech T.-V., 2009. Principles of Water Resources: History, Development, Management, and Policy. Wiley, 3ème edition, 576 p.

Centres Régionaux de la Propriété Forestière (CRPF) et L'association de formation à la gestion forestière (FOGEFOR), 2011. La géologie du Limousin. 3 p.

Céréghino R., Biggs J., Oertli B., Declerck S., 2008. The Ecology of European ponds : defining the characteristics of a neglected freshwater habitat. *Hydrobiologia*, 597, 1-6.

Charmois F., 2005, *Étude paysagère des chemins et territoires traversés autour de la Réserve Naturelle de Chérine*. rapport interne, 36p. + fonds cartographique.

Chen Y., Xia J., Liang S., Feng J., Fisher J.-B., Li X., et al., 2014. Comparison of satellite-based evapotranspiration models over terrestrial ecosystems in China. Remote Sensing of Environment, 140, 279–293.

Choudhury B.-J., Reginato J.-R., Idso S.-B., 1986. An analysis of infrared temperature observations over wheat and calculation of latent heat flux. Agricultural and Forest Meteorology, 37, 75-88.

Choudhury B.-J., Idso S.-B., Reginato J.-R., 1987. Analysis of an empirical model for soil heat flux under a growing wheat crop for estimating evaporation by an infrared-temperature based energy balance equation. Agricultural and Forest Meteorology, 39, 283-297.

Cleugh H.-A., Leuning R., Mu Q., Running S.-W., 2007. Regional evaporation estimates from flux tower and MODIS satellite data. Remote Sensing of Environment, 106, 285–304.

Cogley J.-G., 1979. The albedo of water as a function of latitude. *Monthly Weather Rev.,* 107, 775-781.

Cornes R.-C., Jones Ph.-D., Briffa K.-R., Osborn T.-J., 2011. A daily series of mean sea-level pressure for London, 1692–2007. International Journal of Climatology, Volume 32, Issue 5, 641-656.

Cosandey C., Robinson M., 2000. *Hydrologie continentale.* Armand Colin, Paris, 360 p.

Cosandey C., Robinson M., 2012. *Hydrologie continentale.* Armand Colin, Paris, 447 p.

Craig H., 1967. The isotopic geochemistry of water and carbon in geothermal areas, In : Nuclear geology on geothermal areas-Spolcto. Laboratorio Geologia Nucleare, Pisa, Italy, 17-53.

Craig H., Gordon L.-I., 1965. Deuterium and oxygen 18 variations in the ocean and the marine atmosphere, *In: Tongiorgi, E. (Ed.), Stable isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures. Proceedings of the Spoleto Conferences in Nuclear Geology*, Lischi e F., Pisa, 9–130.

Culler R.-C., 1961. *Hydrology of the upper Cheyenne River basin.* U.S. Geological Survey, Water-Supply Paper,1531. 136 p.

Cummings N.-W., 1950. Minimum Evaporation from water Surfaces. Trans. Ame. Geophv. Uninon, Vol. 31, No. 5, 757-762.

Cummings N.-W., Richardson B., 1927. Evaporation from lakes. Phys. Rev. Vol. 30, 527-534.

Dalton J., 1793. Meteorological observations and essays. W. Pennington, Kendal.

Dalton J., 1802a. Experiments and observations to determine whether the quantity of rain and dew is equal to the quantity of water carried off by the rivers and raised by evaporation, with an enquiry into the origin of springs. Memoirs of the Society Literary and Philosophical Society of Manchester, vol. 5, part 2, 346-372.

Dalton J., 1802b. Experimental essays on the constitution of mixed gases ; on the force of steam or vapour from water and other liquids in different temperatures ; both in a Torricellian vacuum and in air ; on evaporation ; and on the expansion of gases by heat. Memoirs of the Society Literary and Philosophical Society of Manchester, vol. 5, part 2, 535-602.

Dalton J., D.C.L., F.R.S., 1834. Meteorological observations and essays. Manchester, Second Edition, 244 p.

Dansgaard W., 1964. Stable isotopes in precipitation. Tellus, 16, 435–468.

Darwish M., 1998. Process-based aerodynamic roughness model for evaporation predictions from free water surfaces. Thèse de doctorat en Ingénierie interdisciplinaire, Texas tech University, 209 p.

Daudon M., 1998, *La végétation de la Réserve Naturelle de Chérine. 8ème année de suivi botanique*, rapport interne, LPO, 15p. + annexes.

Davis Instruments., 2008, *Ensemble de capteurs intégrés.* USA, Manuel d'installation, 60 p.

De Bruin H.-A., Keijman J.-Q., 1979. The Priestley-Taylor evaporation model applied to a large, shallow lake in the Netherlands. *J. Appl. Meteorol*., 18, 898-903.

De Bruin H., 1987. From penman to makkink. *In* : Hooghart C., (Ed), *Evaporation and Weather : Proceedings and Information*. Vol. 28. TNO committee on Hydrological Research: The Hague, p. 5-30.

DeBusk T.-A., Ryther J.-H., Williams L.-D., 1983. Evapotranspiration of Eichhornia crassipes (Mart.) solms and Lemna minor L. in central Florida : Relation to canopy structure and season, *Aquatic Botany*, Volume 16, Issue 1, 31-39.

Dégoutte G., (Inconnue). Étude Hydraulique Agricole n°12, Centre national du machinisme agricole, du génie rural, des eaux et des forêts (CEMAGREF).

Delarozière-Bouillin O., 1971. *Évaluation des ressources hydrologiques, Utilisation comparée des formules de Thornthwaite, Turc mensuelle, Turc annuelle et Penman, pour le calcul de l'évapotranspiration potentielle et de l'évapotranspiration réelle moyenne, Application au territoire français*. Ministère du Développement Industriel et Scientifique, BRGM, Service géologique national, Département Hydrogéologie, Service cartographie-ressource, Orléans. 19 p.

Delebecque A., 1898, *Les lacs français*. Paris, Chamerot & Renouard, 436 p.

Demangeon A., 1910. Le relief du Limousin. *Annales de Géographie*, 19(104) : 120-149.

Dérex J.-M., 2001a. *La gestion de l'eau et des zones humides en Brie (fin de l'Ancien Régime - fin du XIXè siècle).* Paris : L'Harmattan, 553 p.

Dérex J.-M., 2001b. Pour une histoire des zones humides en France (XVIIe-XIXe siècle). Des paysages oubliés, une histoire à écrire. *Histoire et Sociétés Rurales*, Vol. 15, p. 11-36.

Dérex J.-M., 2006. L'étang et la communauté rurale en France aux 18ème et 19ème siècles, *In* GHZH, *La production des étangs du Moyen Age à l'époque contemporaine.* Actes de la journée d'étude 2005, 120 p, 103 -113.

Derruau M., 1952, *Les caractères différentiels des roches du socle dans l'ouest et le sud-ouest du Massif central français.* Publications de la Faculté des Lettres de Clermont-Ferrand, fasc. 6, 56 p.

De Vriers D.-A., Venema H.-J., 1954. Some considerations on the behaviour of the Piche evaporimeter. Vegetatio, vol. 5/6, No. 1, 225-234.

Department of the Interior, 1952. Water-loss investigation : Lake Hefner Studies, Thechnical Report. Geological survey professional paper, Washington, 269, 158 p.

Diak G.-R., 1990. Evaluation of heat flux, moisture flux and aerodynamic roughness at the land surface from knowledge of the PBL height and satellite-derived skin temperature. Agricultural and Forest Meteorology, 52, 181-198.

Diak G.-R., Whipple M.-A., 1993. Improvements to models and methods for evaluating the land-surface energy balance and "effective" roughness using radiosonde reports and satellite-measured "skin" temperatures. Agricultural and Forest Meteorology, 63, 189-218.

Dieulafait L., 1883. Evaporation de l'eau de mer dans la sud de France et en particulier dans le delta du Rhône. C. R. Acad. Sci. 96.

Dightman R.-A., 1953. Comparison of evaporation rate from WB class A and USDA BPI evaporation pans. *Procedings,* Montana Academy of sciences, vol. 13, 49-51.

Dightman R.-A., 1960. Comparison of evaporation from weather bureau class A and bureau of plant industry (BPI) sunken pans, Fort Assinniboine, Montana. *Monthly Weather Review,* 101-106.

Dinçer T., 1968. The use of oxygen-18 and deuterium concentrations in the water balance of lakes. *Water Resources Researche*, Vol. 4, No. 6, 1289–1306.

Dingman S.-L., 2015. Physical Hydrology : Third Edition. Waveland Presse, Inc, 643 p.

Dirmeyer P.-A., Gao X., Zhao M., Guo Z., Oki T., Hanasaki N., 2006. GSWP-2 : Multimodel analysis and implications for our perception of the land surface. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 87, 1381–1397.

Dobson D., 1777. Observations on the annual evaporation at Liverpool in Lancashire ; and on evaporation considered as a test of the dryness of the atmosphere. Philosophical Transactions, LXVII, 244-259.

Dockter D., 1994. *Computation of the 1982 Kimberly-Penman and the Jensen-Haise evapotranspiration equations as applied in the U.S. Bureau of Reclamation's Pacific Northwest AgriMet Program.* 26 p.

Dolan T.-J., Herman A.-J., Bayley S.-E., Zoltek J., 1984. Evapotranspiration from a Florida, US A freshwater wetland. Journal of Hydrology, 74, 355-371.

Dooge J.-C.-I., 1974. The development of hydrological concepts in Britain and Ireland between 1674 and 1874. Hydrological Sciences Bulletin, 19: 3, 279-302.

Doorenbos J., Pruitt W.-O., 1977. Crop Water Requirements. Irrigation and Drainage Paper, UN Food and Agriculture Organization, Rome, Italy, 24, 144 p.

DREL (Direction Régionale de l'Environnement du Limousin), Université de Limoges, Région Limousin, 2005. *Paysage en Limousin, de l'analyse aux enjeux.* Imprimé par MAQPRINT, le Pavillon, 214 p.

Drexler J.-Z., Snyder R.-L., Spano D., Paw U.-K.-T., 2004. A review of models and micrometeorological methods used to estimate wetland evapotranspiration. Hydrological Processes, 18, 2071–2101.

Ducharne A., 2002. *Projet GICC-Seine : questions relatives `a l'ETP*. GICC-Seine, 11 p.

Eaton A.-K., Rouse W.-R., Lafleur P.-M., Marsh P., Blanken P.-D., 2001. Surface energy balance of the western central Canadian subarctic : Variations in the energy balance among five major terrain types. Journal of Climatology, 14, 3692–3703.

Ebaid H.-M.-I., Ismail S.-S., 2010. Lake Nasser evaporation reduction study. Journal of Advanced Research, Cairo University, 1, 315–322.

Eijkelkamp Company., 2015, *09,04 Double ring infiltrometre, operating instruvtions.* Giesbeek, Netherlands. 9 p.

Escourrou G., 1982, *Le climat de la France.* Paris, PUF, Que sais-je n° 1967, 128 p.

Estienne P., 1956, *Recherches sur le climat du Masif Central français.* Paris, Secrétariat général à l'aviation civile et commerciale, Mémorial de la météorologie nationale n° 43, 242 p.

Estienne P., Godard A., 1970. *Climatologie.* Armand Colin, Paris, 262 p.

Eugster W., et al., 2000. Land-atmosphere energy exchange in Arctic tundra and boreal forest : Available data and feedbacks to climate. Global Change Biol., 6, 84–115.

Farrington P., Watson G.-D., Bartle G.-A., Greenwood E.-A.-N., 1990. Evaporation from dampland vegetation on a groundwater mound. Journal of Hydrology, vol. 115, issue 1, 65-75.

Ferguson J., 1952. The rate of natural evaporation from shallow ponds. J. Appl. Meteor., 315-330.

Finn D., Lamb B., Leclerc M., Horst T.-W., 1996. Experimental evaluation of analytical and Lagrangian surface-layer flux footprint models. Boundary-Layer Meteor, 80, 283–308.

Fisher J.-B., Tu K.-P., Baldocchi D.-D., 2008. Global estimates of the land-atmosphere water flux based on monthly AVHRR and ISLSCP-II data, validated at 16 FLUXNET sites. Remote Sensing of Environment, 112, 901–919.

Forray N., Auer JC., Brochot J., Eraud Y., *et al.*, 1998, *Charte qualité de l'hydrométrie, code de bonnes pratiques.* Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement, 56 p.

Fortier S., 1907. Evaporation losses in irrigation. Engn. News, 58, 304-307.

Fu G., Liu C., Chen S., Hong J., 2004. Investigating the conversion coefficients for free water surface evaporation of different evaporation pans. Hydrological Processes, 18, 2247–2262.

Führ F., Hance R.-J., Plimmer J.-R., Nelson J.-O., 1998. The Lysimeter Concept: Environmental Behavior of Pesticides. American Chemical Society, 284 p.

Gaillard J., 2014. Rôle des étangs de barrage à vocation piscicole dans la dynamique des micropolluants en têtes de bassins versants. Univ. Lorraine, Thèse de doctorat en Sciences agronomique, 180 p. plus annexes.

Gallego-Elvira B., Baille A., Martín-Górriz B., Martínez-Álvarez V., 2010. Energy balance and evaporation loss of an agricultural reservoir in a semi-arid climate (south-eastern Spain). *Hydrological Processes*, 24, 758-766.

Galliot M., 1999, *A la Saint-Médard, histoire de la Météorologie à Limoges et en Haute-Vienne.* Limoges, Atelier Graphique, 125 p.

Garcia F.-F., Gallego E.-G., 1993, L'évolution thermique dans la péninsule Ibérique pendant la deuxième moitié du XXème siècle. *Publications de l'association internationale de climatologie*. Volume 6, 161-171.

Gat J.-R., 1970. Environmental isotope balance of Lake Tiberias. Isotopes in Hydrology, IAEA, Vienna, 151–162.

Gat J.-R., 1981. Lakes. In : Gat J. R., Gonfiantini R. (Eds.), Stable Isotope Hydrology—Deuterium and Oxygen-18 in the Water Cycle. IAEA Techn. Rep. Ser. 210, IAEA, Vienna, 203–221.

Gat J.-R., 1995. Stable isotopes of fresh and saline lakes. In : Lerman A., Imboden D. M., Gat J. R. (Eds.), Physics and Chemistry of Lakes. Springer, Berlin, 139–165.

Gat J.-R., Bowser C., 1991. The heavy isotope enrichment of water in couplet evaporative systems. In : Stable Isotope Geochemistry : A Tribute to Samuel Epstein. The Geochemical Society, (Special Publication N° 3, 159–168.

Gaudon C., 1860. *De la Brenne et de ses étangs*. Le Blanc : Imprimerie Huguet, 139 p.

Gaume E., 2000 et 2002. *Hydrologie : cycle de l'eau et modélisation pluie-débit.* 43 p.

Genet J.-C., 2009. La SAGA en Brenne et Poitou, *Saga information,* n° 287, 17-24.

Gianniou S.K., Antonopoulos V. Z., 2007. Evaporation and energy budget in Lake Vegoritis, Greece. *Journal of Hydrology,* 345, 212– 223.

Giblet M.-A., 1921. Some problems connected with evaporation from large expanses of water. Quart. J. Roy. Meteor. Soc. London, 472-491.

Gibson J.-J., Edwards T.-W.-D., Bursey G.-G., Prowse T.-D., 1993. Estimating evaporation using stable isotopes : quantitative results and sensitivity analysis for two catchments in northern Canada. Nordic Hydrol, 24, 79–94.

Gibson J.-J., 2002. Short-term evaporation and water budget comparisons in shallow Arctic lakes using non-steady isotope mass balance. *Journal of Hydrology*, 264, 242–261.

Gilbert O., 1907. Die meteorologischen Theorien des griechischen Altertums « Les théories météorologiques de la Grèce antique ». B. G. Teubner, Leibzig, 745.

Gilman K., 1994. Hydrology and Wetland Conservation. John Wiley, NewYork, 114 p.

Giret A. 2007. *Hydrologie fluviale.* Ellipses, Paris, 262 p.

Gisclard F., 1990, *Expérimentation de grossissement de saumoneaux de repeuplement dans un étang limousin*. Limoges, Service régional de l'aménagement des eaux, Direction régionale de l'agriculture et de la forêt du Limousin, Ahun, Scica piscicole du Limousin, 13 p. + annexes.

Godard A. *et al.,* 1972. Quelques enseignements apportés par le Massif Central Français dans l'étude géomorphologique des socles cristallins. *Revue de Géographie physique et Géologie dynamique,* t. XIV (3), 265-296.

Goddard W.-B., Pmitt W.-O., 1966. Mass-transfer-eddy flux method, In Evapotranspiration and its role in water resources management. Amer. Soc. Agric. Eng. Conf. Proc., Chicago, 42-44.

Gonfiantini R., 1986. Environmental isotopes in lake studies. In : Fritz P., Fontes J. C. (Eds.), Handbook of environmental isotope geochemistry, The Terrestrial Environment. 2, Elsevier, Amsterdam, 113–168.

Gosset A., 2009, *Pisciculture et ressource en eau : le rôle des étangs piscicoles*. Bource d'experimentation 2008-2009, 73 p. + annexes.

Goyon J., 1925. *Essai sur la Brenne agricole*. Mâcon : Imprimerie Protat frères, 153 p.

Graffouillère M., 2000. *Étude limnologique et hydrologique de trois étangs de la région de Cieux*. Université de Limoges, mémoire de maîtrise, 91p.

Graffouillère M., 2002. Utilisation des archives en géographie limnologique. Une tentative de détermination de la mise en eau de l'étang de Cieux. *Archives en Limousin*, 19, 31-33.

Granger R.-J., 2000. Satellite-derived estimates of evapotranspiration in Gediz basin. *Journal of Hydrology*, 229, 70–76.

Gray D.-M., Mckay G.-A., Wigham J.-M., (éd), *Chapitre III, Énergie, Évaporation, Évapotranspiration.* 65 p.

Green H., Ampt A., 1911, Studies in soil physics, part I. The flow of air and water through soils. *J. Agric. Sci, 4 :* 1-24.

Guérin C., 2001. *Les étangs de la Brenne en 2001. Premiers résultats des données collectées par le SIG et par l'enquête générale sur les étangs.* Mézières-en-Brenne, Syndicat intercommunal pour l'assainissement et la mise en valeur de la Brenne, 72 p.

Guilcher, 1965. Précis d'hydrologie marine et continentale. Paris, Masson, 389 p.

Gunaji N.-N., 1968. Evaporation investigations at Elephant Butte Reservoir in New Mexico. International Association of Scientific Hydrology. 78, 308–325.

Gupta R.-S., 2001. Hydrology and Hydraulic Systems. Prospect Heights, Illinois, Waveland Press, 2ème édition, 867 p.

Guyot G., 1997, *Climatologie de l'environnement. De la plante aux écosystèmes*. Paris, Masson, 505 p.

Haddeland I., Clark D.-B., Franssen W., Ludwig F., Voß F., Arnell N.-W., et al., 2011. Multimodel estimate of the global terrestrial water balance : Setup and first results. Journal of Hydrometeorology, 12, 869-884.

Hall R.-L., 1985. Further interception studies of heather using a wet surface weighing lysimeter system. *Journal of hydrology,* 81, 193-201.

Hall R.-L., 1987. Processes of evaporation from vegetation of Uplands of Scotland. Trans. Roy. Soc., Edinburg, Earth Sciences, 78, 327-334.

Hallaire M., 1961. Irrigation et utilisation des réserves naturelles. Ann. Agro., 12 (1), 87-97.

Hallaire M., 1964. L'eau et la production végétale. BTI, Ministère de l'Agriculture, Paris, 189, 319 p.

Halley E., 1687. An estimate of the quantity of vapour raised out of the sea by the warmth of the sun ; derived from an experiment shown before the Royal Society at one of their late meetings. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, n° 189, 16, 468-473.

Halley E., 1691. On the circulation of the watery vapours of the sea and the origin of springs. Philosophical Transactions of the Royal Society, n° 192, 17, 468-473.

Halley E., 1694. An account of the evaporation of water as it was experimented in Gresham Colledge in the year 1693. with some observations thereon. Philosophical Transactions of the Royal Society, n° 212, 18, 183-190.

Harbeck G.-E.-J., Kohler M.-A., Koberg G.-E., 1958. *Water-loss investigations : Lake Mead studies*. US Geological Survey Professional Paper, US Government Printing office, Washington, 298 p.

Harbeck G.-E., 1962. A practical field technique for measuring reservoir evaporation utilizing mass-transfer theory. United States Geological Survey Professional Paper No. 272-E. 101-105.

Hare F.-K., Hay J.-E., 1971. *Anomalies in the large-scale annual water balance over northern North America.* Canadian Geographer, V. 15, No, 2.

Haroun Y., 2008. *Etude du transfert de masse réactif Gaz-Liquide le long de plans corrugués par simulation numérique avec suivi d'interface*. Univ. Toulouse, thèse de doctorat en Polytechnique, 177 p. + annexes.

Harrison L.-P., 1963. Fundamental concept and definitions relating to humidity. *In :* Wexler A., (ed.). *Humidity and Moisture 3.* Reinhold Publishing Company, New York.

Hassan M., 2013. Evaporation estimation for Lake Nasser based on remote sensing technology. Ain Shams Engineering Journal, 4, 593–604.

Hasse L., 1963. On the cooling of the sea surface by evaporation and heat exchange. *Tellus*. XV, 4, 363-366.

Helfiich K.-R., Adams E.-E., Godbey A.-L., Harleman D.-R.-F., 1982. Evaluation of models for predicting evaporative water loss in cooling impoundments. Massachusetts Institute of Technology Energy Laboratory and R. M. Parsons Laboratory for Water Resources and Hydrodynamics, Cambridge, Massachusetts. CS-2325 Research Project 1260-17, Interim Report.

Henderson-Sellers B., Davies A.-M., 1989. Thermal stratification modeling for oceans and lakes. In : ann. Rev. numerical Fluid Mech. Heat Trans. 2, ed. Tien C. L., Chawla T. H., Hemisphere. New York, 86-156.

Herbst M., Kappen L., 1999. The ratio of transpiration versus evaporation in reed belt as influenced by weather conditions. *Aquatic Botany*. 63, 113-125.

Herting A., Tim F., Jordan E., 2004. Mapping of the evaporativeloss from Elephant Butte Reservoir using remote sensing and GIS technology. Mexico: New Mexico State University (NMSU).

Hickman H.-C., 1940. Evaporation experiments, *In* : *Hydrology of Great Lakes : A symposium, Trans.* ASCE*,* 105, 807-849.

Hiemstra P., Sluiter R., 2011. *Interpolation of Makkink evaporation in the Netherlands*. Royal Netherlands Meteorological Institute, Ministry of Infrastructure and the Environment, 32 p. + Annexes.

Hillel D., 1974. *L'eau et le sol ; Principes et processus physiques.* traduction de l'éd. Anglaise, Louvain, Vander.

Hippocrates, 1923. Airs, waters, places. I, English translation by Jones W. H. S., Heinemann L. W., Harvard University Press, Cambridge, Mass., 71-137.

Högström U., Larsson I., 1968. Studies on the water balance of small natural catchment area in southern Sweden. Tellus, Vol. 20, No. 4, 633-641.

Holmes J.-W., 1984. Measuring evapotranspiration by hydrological methods. Agricultural Water Management, 8, 29-40.

Hope A.-S., Petzold D.-E., Goward S.-N., Ragan R.-M., 1986. Simulated relationships between spectral reflectance, thermal emissions, and évapotranspiration of a soybean canopy. Water Resources Bulletin, Vol. 22, No. 6, 1011-1019.

Horst T.-W., Weil J.-C., 1992. Footprint estimation for scalar flux measurements in the atmospheric surface layer. *Boundary-Layer Meteor*., 59, 279–296.

Horton R.-E., 1919. Rainfall interception. *Mon. Weather Rev.,* 47, 603-623.

Hostetler S.-W., Bartlein P.-J., 1990. Simulation of lake evaporation with application to modeling lake variations of Hamey-Malheur Lake, Oregon. Water Resources Research, Vol. 26, No. 10, 2603-2612.

Hoy R.-D., Stephens S.-K., 1979. Field study of evaporation : analysis of data from Eucumbene, Cataract Manton, and Mundaring (reservoirs). AustraUan Water Resources Council, Australian Government Publishing Service, Canberra. Report No. 22.

Hsieh C.-I., Katul G.-G., Chi T.-W., 2000. An approximate analytical model for footprint estimation of scalar fluxes in thermally stratified atmospheric flows. Advances in Water Resources, 23, 765-772.

Hufty A., 2001. Introduction à la climatologie. Les presses de l'Université Laval, 542 p.

Hutchinson G.-E. Löffler H., 1956. The thermal classification of lakes. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, Washington, 42, 84-86.

Hydrographic service (Italia), 1948. *Precipitation, run-off and losses on the Italian drainage areas.* IUGG. Ass. Int. Hydrology Sce. Assemblée Générale d'Oslo.

Ikebuchi S., Seki M., Ohtoh A., 1988. Evaporation from Lake Biwa. Journal of Hydrology, 102, 427–449.

Ikhwan al-Safa, 1861. Meteorolgie. IV in Die Nautaranschauungund Natureplisoshophie der Araber im zehnten Jahrhundert, aus den Schriften der Lautem Bmder uberzest von Fr.Dieterici, Nicolai, Sort. Buchahhandlung, Berlin.

Inra., 1990, *Dictionnaire encyclopédique d'agrométéorologie* . Cilf, Paris, 323 p.

Jackson R.-D., Reginato R.-J., Idso S.-B., 1977. Wheat canopy temperature : A practical tool for evaluating water requirements. Water Resources Research, Vol.13, No. 3, 651-656.

Jeffreys H., 1918. Some problems of evaporation. London, Edinburgh and Dublin Philosophical Magazine Journal of Science, 35, 207-208.

Jensen M.-E., Haise H.-R., 1963. Estimating evapotranspiration from solar radiation. Proceedings of the American Society of Civil Engineers, *Journal of the Irrigation and Drainage Division*, 89, 15-41.

Jensen M.-E., 1973. *Consumptve use of water and irrigation requirements*. A report of technical committee on Irrigation Water Requirements of the Irri. And Drainage Div. Of Amer. Soc. Of Civil Engrs, New York, 256 p.

Jensen M.-E., Burman R.-D., Allen R.-G., 1990. Evapotranspiration and irrigation water requirements. ASCE Manual, 70, 332 p.

Jensen M.-E., 2010. *Estimating evaporation from water surface.* ASCE manual 70, 2ème édition, 27 p.

Jiménez C., Prigent C., Mueller B., Seneviratne S.-I., McCabe M.-F., Wood E.-F., *et al.*, 2011. Global intercomparison of 12 land surface heat flux estimates. *Journal of Geophysical Research*, 116, D02102.

Joly D., Brossard T., Cardot H., Cavailhes J., Hilal M., Wavresky P., 2010. Les types de climats en France, une construction spatiale. *Cybergeo : European Jornal of Géography, Cartogaphie, Imagerie, SIG, document 501, 1-24.*

Jung M., Reichstein M., Ciais P., Seneviratne S.-I., Sheffield J., Goulden M.-L., et al., 2010. Recent decline in the global land evapotranspiration trend due to limited moisture supply. *Nature*, 467, 951–954.

Kadlec R.-H., Wallace S.-D., 2009. *Treatment Wetlands.* Seconde édition. Press, Taylor and Francis Group, 348 p.

Karasik G.-J., 1970, *Vodnyj balans Afriki. (Bilan hydrique de l'Afrique).* Mosco, Godrometeoizdat.

Karasik G.-J., 1974. *Vodnyj balans Jušnoj Ameriki. (Bilan hydrique de l'Amérique du Sud).* Mezduvedom. Komissija pri prezidiume AN SSSR. Mosco, "Sovetskoe radio".

Keen B.-A., 1927. The limited rôle of capillarity in supplying water to the plant roots. *Proceedings and papers of the 1st International Congress on Soil Science*, 1, 504-511.

Kellner E., 2001. Surface energy fluxes and control of evapotranspiration from a Swedish Sphagnum Mire. *Agric. For. Meteorol.*,110, 101–123.

Kendall C, 2004. Fundamentals of Stable Isotope Geochemistry. USGS.

Kennon K.-W., 1966. *Hydrologic effects of small reservoirs in Sandstone Creek watershed.* Beckham and Roger Mills Counties, western Oklahoma, 44 p.

Kim J., Verma S.-B., 1996. Surface exchange of water vapor between an open sphagnum fen and the atmosphere. *Boundary Layer Meteorology*, 79, 243–264.

Klein C., 1962. La Brenne et ses abords, essai d'interprétation morphologique. *Norois*, n° 35 – 9ème année, 245-263.

Klink M., 2006. *Evaporation estimation using a floating pan.* Research paper for the degree Master of science Civil Engineering, Clemson University, 73 p.

Knapp H.-V., Yu V.-S., Poggel E.-C., 1984. Monthly evaporation for Milford lake in Kansas. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, Vo. 110, Issue 2, 138-148.

Koerselman W., Beltman B., 1988. Evapotranspiration from fens in relation to Penman potential free water evaporation (Eo) and pan evaporation. *Aquatic Botany*, 31, 307–320.

Kohler M.-A., 1952. Lake and pan evaporation. Geological Survey Professional Papers 229, Water loss investigation : Vol. 1, 127–148.

Kohler M.-A., Nordenson T.-J., Fox W.-E., 1955. Evaporation from pans and lakes. Weather Bureau Research Paper, No. 38, 21 p.

Kondo J., 1994. *Meteorology of the Water Environment*. Asakura Shoten Press, Japan, 350 p. (in Japanese)

Konstantinov A. R., 1968. *Isparenie v prirode (Evaporation in nature)*. Leningrad, 532 p.

Kormann R., Meixner, F.-X., 2001. An analytical footprint model for non-neutral stratification. Boundary-Layer Meteorol, 99, 207–224.

Krabbenhoft D.-P., Bowser C.-J., Anderson M.-P., Valley J.-W., 1990. Estimating groundwater exchange with lakes 1. The stable isotope mass balance method. Water Resource Researche, 26, 2445–2453.

Kuprijanov V.-V., 1960. *Stok i isparenie s rečnyh vodos borov Skandinavii.(Écoulement et évaporation des bassins fluviaux de Scandinavie)*. Tr. Gos. Gidrol. In-ta, Vol. 26.

Kuzmin P.-O., 1957. Hydrophysical investigations of land water. *Int. Assoc. Sci. Hydrol. Publ,* 3, 468-478.

Lacotte R., 1965. Le rôle de la tectonique cassante dans la morphologie des Monts d'Ambazac. *Norois*, XXV, 97-98, 103-123.

Lafleur P.-M., McMaughey J.-H., Joiner D.-W., Bartlett P.-A., Jelinski D.-E., 1997. Seasonal trends in energy, water and carbon dioxide fluxes at a northern boreal wetland. *Journal of Geophys. Res.*, 102 (D24), 29,009 –29,020.

Lageat Y., 2014. Les océans : Approche de géographie physique, *In :* Miossec A., *et al.,* 2014 ; *Géographie des mers et des océans.* Presses Universitaires de Rennes, 37-64.

Lambert R. 1996. *Géographie du cycle de l'eau*. Presses Universitaires du Mirail, Toulouse, 439 p.

Lambert N., 2000, *Contribution à la mise en œuvre de Natura 2000 sur des propriétés conventionnées situées en périphérie de la Réserve Naturelle de Chérine.* Maîtrise de Sc. Et Techniques, Aménagement et Environnement, Univ. de Metz, 74p.

Lamoreux W.-W., 1962. Modem evaporation formula adopted to computer use. Monthly Weather Rev., 90, 26-28.

Lapworth C.-F., 1956. Evaporation from the water surface of a reservoir. *Cyclostyled copy of a paper given before Tke International Union of Geodesy and Geophysics*.

Lecarpentier C., 1975. L'évapotranspiration potentielle et ses implications géographiques. *Annuelles de Géographie*, N° 463, 257-274.

Leclerc M.-Y., Thurtell G.-W., 1990. Footprint prediction of scalar fluxes using a Markovian analysis. Boundary-Layer Meteor, 52, 247–258.

Lee R., 1980. *Forest Hydrology.* Columbia University Press, New York, 349 p.

Lemarchand J-P., Galliot M., 1992, *Y'a plus d'saisons ! ?, ma mémoire du climat limousin.* Guéret, éd. Verso, 32 p.

Lenters J.-D., Kratz T.-K., Bowser C.-J., 2005, Effects of climate variability on lake evaporation : results from a long-term energy budget study of Sparkling Lake, northern Wisconsin (USA). Journal of Hydrology, 308, 168–195.

Lenters J.-D., Anderton J.-B., Blanken P., Spence C., Suyker A.-E., 2013. Assessing the Impacts of Climate Variability and Change on Great Lakes Evaporation. In : 2011 Project Reports. D. Brown, D. Bidwell, and L. Briley, eds. Available from the Great Lakes Integrated Sciences and Assessments. (GLISA) Center.

Lewis W.-M.-Jr., 1983. A revised classification of lakes based on mixing. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 40, 1779-1787.

Likens G.-E., 1985. *An Ecosystem Approach to Aquatic Ecology: Mirror Lake and its Environment*. Springer-Verlag, New York, 16 pp.

Lorain J.-M., 1971. Esquisse géologique et géotechnique de la région Centre. *Bull. Liaison labo P. et C.*-55, 97-108.

Loup J., 1957. Note sur l'évaporation au Maroc. *Revue de Géographie alpine,* Vol. 45, N°. 2, 351-379.

Loup J., 1974. Les lacs. *In : Les eaux terrestres, hydrologie continentale.* Paris : Masson, 174 p., 32-42.

Lowry R.-L., Johnson A.-F., 1942. Consumptive use of water for agriculture. *ASAE Trans*, 107, 1243-1302.

L'vovič M., 1968. Le bilan hydrique du globe. *Annales de Géographie*, 77(423), 553-566.

Maheras P., Alcoforado M.-J., Guika S., 1993, Les saisons, les années et les périodes sèches et humides au Portugal durant la dernière période séculaire. *Publications de l'association internationale de climatologie*. Volume 6, 191-199.

Mahdi M., 1969. *Al-Farabi*. Cornell University Press, Ithaca, N. Y., 158 p.

Maidemnt D.-R., 1993. Handbook of Hydrology. McGraw-Hill, New York, 1424 p.

Malin S.-R.-C., 1993. Edmund Halley — geophysicist. Quarterly Journal of the Royal Astronomical Society, 34, 151-155.

Marache C., 2007. Un nouveau visage pour le double : l'assainissement et le désenclavement d'une région humide méconnue au XIX[ème] siècle. Aestuaria, Les zones humides européennes: espaces productifs d'hier et d'aujourd'hui. *Coll. Histoire et terres humides*, 507, 207-223.

Marcel J., 1996. *Production piscicole maîtrisée en plan d'eau-cellule technique aquaticole ITAVI*, Paris, 61 p.

Margat J., 1996. Pluie ou précipitation efficace (ou utile). *Dictionnaire français d'hydrologie,* CNFSH, Commission de terminologie.

Mariotte E., 1686. Traite du mouvement des eaux et des autres corps fluides. Paris.

Marvin C.-F., 1909. Methodes and apparatus for the observation and study of evaporation. Monthly Weather Review, vol. 37, issue 4, 141-146.

Mayr C., Lücke A., Stichler W., Trimborn P., Ercolano B., Oliva G., Ohlendorf C., Soto J., et al. 2007. Precipitation origin and evaporation of lakes in semi-arid Patagonia (Argentina) inferred from stable isotopes (δ18O, δ2H). Journal of Hydrology, 334, 53– 63.

McGuinness J.-L., Bordne E.-F., 1972. A comparson of lysimeter derived potential evapotranspiration with computed values. *Technical Bulletin 1452*, US Department of Agriculture Agricultural Research Service, Washington, DC, 71 p.

Meissner R., Rupp H., Schubert M., 2000. Novel lysimeter techniques – a basis for improved investigation of water, gas and solute transport in soils. Journal of Plant Nutrition and Soil Science, 163, 603-607.

Meissner R., Seeger J., Rupp H., 2002. Effects of agricultural land use changes on diffuse pollution of water ressources. Irrigation and Drainage, 51, 119-127.

Meissner R., Seyfarth M., 2004. Measuring water and solute balance with new lysimeter techniques. 3rd Australian New Zealand Soils Conference, 1-8.

Melin R., 1948. *The evaporation in Sweden.* JUGG, Ass. Int. Hydrology Sci. Assemblée Générale d'Oslo, T. 1.

Mengistu M.-G., Savage M.-J., 2010. Open water evaporation estimation for a small shallow reservoir in winter using surface renewal. Journal of Hydrology, 380 (1-2), 27-35.

Meyer A.-F., 1915. Computing runoff from rainfall and other physical data. *Trans. Ame. Soc. Civil Eng.,* 79, 1056-1155.

Meyer A.-F. 1942. Evaporation from Lakes and Reservoirs. Minnesota Resources Commission, St. Paul, Minnesota, 12.

Meyer A.-F., 1944. *Evaporation from lakes and reservoirs*. Minnesota Resources Commission, St Paul, Minn.

Millot C., 2015, *Les étangs à dérivation, une réponse aux nuisances environnementales ? Etude de sites en barrage de rangs 0, 1, 2 et 4, en Indre, Cher et Creuse*. Univ. Orléans, thèse de doctorat en géographie, 259 p.

Ministère de l'Agriculture., Étude non datée. *Inventaire forestier national, département de la Haute-Vienne.* Service des forêts, 71 p.

Miralles D.-G., Holmes T.-R.-H., De Jeu R.-A.-M., Gash J.-H., Meesters A.-G.-C.-A., Dolman A.-J., 2011. Global land-surface evaporation estimated from satellite-based observations. Hydrology and Earth System Sciences Discussions, 15, 453–469.

Missenard A., 1938. Théorie et lois nouvelles de l'évaporation. doc. Dactylo., 36 p.

Moindrot C., 1959. L'eau et les plantes sous climat tempéré. *Norois*, N°24, 353-367.

Monteith J.-L., 1965, Evaporation and environment. *Symp. Soc. Exptl. Biol.*, 19, 205–234.

Moran M.-S., Clarke T.-R., Inoue Y., Vidal A., 1994. Estimating crop water deficit using the relation between surface-air temperature and spectral vegetation index. *Remote Sens. Environ.*, 49, 246-263.

Moran M.-S., Rahman A.-F., Washburne J.-C, Goodrich D.-C., Weltz M.-A., Kustas W.-P., 1996. Combining Penman-Monteith equation with measurements of surface temperature and reflectance to estimate evaporation rates from semiarid grassland. *Agricultural and Forest Meteorology*, 80, 87-109.

Morell M., Thébé B., L'Hôte Y., 1999, *Acquisation et constitution d'une information hydrologique de base.* Édition *H*G*A*, Bucarest, 203 p.

Morton F.-I., 1983. Operational estimates of lake evaporation. Journal of Hydrolgy, 66, 77–100.

Mosner M.-S., Aulenbach B.-T., 2003. Comparison of methods used to estimate lake evaporation for a water budget of Lake Seminole, southwestern Georgia and northwestern Florida. In Proceedings of the 2003 Georgia Water Resources Conference, Athens, Georgia, USA.

Mu Q., Heinsch F.-A., Zhao M., Running S.-W., 2007. Development of a global evapotranspiration algorithm based on MODIS and global meteorology data. *Remote Sensing of Environment*, 111, 519–536.

Mu Q., Zhao M., Running S. W., 2011. Improvements to a MODIS global terrestrial evapotranspiration algorithm. *Remote Sensing of Environment*, 115, 1781–1800.

Mueller B., Seneviratne S.-I., Jiménez C., Corti T., Hirschi M., Balsamo G., et al., 2011. Evaluation of global observations-based evapotranspiration datasets and IPCC AR4 simulations. Geophysical Research Letters, 38, L06402.

Mügler I., Sachse D., Werner M., Xu B., Wu G., Yao T., Gleixner G., 2008. Effect of lake evaporation on δD values of lacustrine n-alkanes : A comparison of Nam Co (Tibetan Plateau) and Holzmaar (Germany). Organic Geochemistry, 39, 711–729.

Müller M.-J., 1982. *Selected climatic data for a global set of standard stations for vegetation science.* Dr. W. Junk Publisher, The Hague, Netherlands, 334 p.

Murphy G., 1950. *Similitude in engineering*. The Ronald Press Company, New York. 302 p.

Musy A., Soutter M., 1991, *Physique des sols*. Presses Polytechniques et Universitaires Romandes. 348 p.

Needham J,. 1959. *Science and civilization in China. Vol 3 : Mathematics and the sciences of the Heavens and Earth.* Cambridge Univ. Press, Boston, 897 p.

Neumann J., 1953 : Energy balance and evaporation from sweet water lakes of the Jordan Rift. *Bulletin of the Research Council of Israel*, 2, 337-357.

Neuvy G., 1991. *L'homme et l'eau dans le domaine tropical.* Masson, Paris, 227 p.

Neuwirth F., 1973. Experiences with evaporation pans at a shallow steppe-lahe in Austria. *Proceedings of the Int. Symp. On the Hydrology of lakes,* Helsinki, IAHS Publication, 109, 290-297.

Nicod J., Rossi G., 1979. Données nouvelles sur l'hydrologie du lac Victoria. *Annales de Géographie*, 488, 459-466.

Nion G., 2002, *Étude du plan d'eau de recherche expérimentale de Cieux : l'évaporation et les questions d'hydroclimatologie en Limousin.* Univ. Limoges, mémoire de maîtrise en géographie, 99 p.

Nizinski J., Saugier B., 1988. Mesure et modélisation de l'interception nette dans une futaie de chênes. *Acta Oecologia, Oecol. Plant.,* 9 (3), 311-329.

Nolf J.-L. 1980. *Le rôle de la tectonique cassante dans l'élaboration du relief du Limousin nord-oriental.* thèse de 3ème cycle, Univ. de Limoges, Trames, 183 p.

Nordbo A., Launiainen S., Mammarella I., Leppäranta M., Huotari J., Ojala A., Vesala T., 2011. Long-term energy flux measurements and energy balance over a small boreal lake using eddy covariance technique. *Journal of Geophysical Research*, 116, D02119, 17 p.

Nordenson T.-J., Baker D.-R., 1962. Comparative evaluation of evaporation instruments. *Journal of geophysical research,* vol. 67, No. 2, 671–679.

Olszewsky J.-L., 1976. Relation between the amount of rainfall reaching the forest floor and the amount of rainfall over a mixed decidious forest. *Phytocoenosis,* Warsawa, 5, 127-156.

Organisation Météorologique Mondiale (OMM), 1994. *Guide des pratiques hydrologiques, Acquisition et Traitement des données, Analyses, Prévision et autres Applications.* OMM-N° 168, Cinquième édition, 793 p.

Otto-bruc C., 2001. *Végétation des étangs de la Brenne (Indre) influence des pratiques piscicoles à l'échelle des communautés végétales et sur une espèce d'intérêt européen : Caldesia parnassifolia (L.).* Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris, Paris. thèse de doctorat en écologie, gestion des milieux et biodiversité, 432 p.

Oudin L., 2004. *Recherche d'un modèle d'évapotranspiration potentielle pertinent comme entrée d'un modèle pluie-débit global.* École Nationale du Génie Rural, des Eaux et Forêts, Paris, thèse de doctorat en génie rural. 290 p. + Annexes.

Ouzeau G., Déqué M., Jouini M., Planton S., Vautard R., 2014. *Le climat de la France au XXIe siècle. Ministère de l'Écologie, du Développement durable et de l'Énergie.* Direction générale de l'Énergie et du Climat, Scénarios régionalisés : édition 2014 pour la métropole et les régions d'outre-mer, Volume 4, 64 p.

Pagney P., 1988. *Climats et cours d'eau de France.* Masson, Paris, 247 p.

Papaioannou G., Kaloudis S., Kerkides P., 1998. On the proper employment of Piche evaporimeters in estimating evapotranspiration. *Int. J. Climatology.,* 18, 1247-1260.

Papale D., Valentini A., 2003. A new assessment of European forests carbon exchanges by eddy fluxes and artificial neural network spatialization. *Global Change Biology*, 9, 525–535.

Papon P., 2002. *Le fonctionnement des plans d'eau superficiels : les problèmes de vulnérabilité et de gestion au Balaton et en Limousin.* Mémoire de D.E.A de géographie, Université de Limoges, 98 p.

Papon P., Touchart L., 2003. Le Balaton, archétype du lac-étang. *Annales de Géographie*, Vol. 112, No. 632, 339-356.

Parcevaux S., Payen D., Brochet P., *et al.,* 1990. *Dictionnaire encyclopedique d'agrométéorlogie.* CILF, Paris, 323 p.

Pasquill F., 1949. Some estimates of the amount of water vapor and heat near the ground. *Proc. Roy. Soc. London*, A198, 116-140.

Pédelaborde P., 1970. *Introduction à l'étude scientifique du climat.* Paris, SEDES, 150 p.

Penman H.-L, 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings of the Royal Society*, London Ser A, 193, 120–145.

Penman H.-L., Long I.-F., 1960. Weather in wheat. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 86, 16-50.

Penman H.-L., 1963. *Vegetation and hydrology. Technical Communication no 53*, Commonwealth Bureau of Soils, Harpenden, England.

Perrauit P., 1664. *De l'origine des fontaines, in* Carbonnel J. P., (éd), *Textes fondateurs de l'hydrologie.* Asnières, CNFSH, Commission de terminologie.

Perrin L., 2011. *Gestion de la ressource en eau, Incidence des étangs et autres plans d'eau.* Syndicat de Valorisation et de promotion des Étangs de Poitou-Charentes et de Vendée, 41 p.

Péguy Ch.-P., 1961. *Précis de climatologie.* Paris, Masson, 347 p.

Philibert J., 1985. *Diffusion et transport de matière dans les solides, Monographies de Physique.* les éditions de physique, 472 p.

Piche M., 1872. Note sur l'atmismomètre, instrument destiné à mesurer l'évaporation. *Bull. Hebd. Ass. Sci. de France,* 166-167.

Pichler W., 1939. Unsere derzeitige Kenntnis von der Thermik kleiner Gewässer. Thermische Kleingewässertypen, *Internationale Revue der gesamten Hydrobiologie*, 38, 231-242.

Parc Naturel Régional de la Brenne (PNRB), 2009. *Diagnostic de territoire.* Agenda 21 territorial, 179 p.

Perpillou A., 1940. *Le Limousin*, *Étude de géographie physique régionale.* thèse d'État, Univ. de Paris, Hachette, 270 p.

Ponce V.-M., 1989. *Engineering Hydrology, Principles and Practices*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, NJ.

Peters F.-E., 1968. *Aristotle and the Arabs*. New York Univ. Press, New York, 303 p.

Priestley C.-H.-B., Taylor R.-J., 1972, On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Mon. Weather Rev*., 100 (2), 81–92.

Price J.-C., 1982. Estimation of regional scale evaporation through analysis of satellite thermal-infrared data. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.,* GE-20, 286-29.

Puech J., Combert M., 1969. Contraintes du milieu et besoins en eau des cultures. *B. T. I.*, n° 238, 231-237.

Rallet L., 1935. Étude phytogéographique de la Brenne, In : *Bulletin de la Société de science naturelle de l'Ouest de la France*, série 5, 276 p.

Rana G., Katerji N., 2000. Measurement and estimation of actual evapotranspiration in the field under Mediterranean climate : a review. *European Journal of Agronomy*, 13, 125-153.

Rashed A.-A., 2014. Assessment of aquatic plants evapotranspiration for secondary agriculture drains (case study: Edfina drain, Egypt). *The Egyptian Journal of Aquatic Research*, Volume 40, Issue 2, 117–124.

Remeniras G., 1986. *L'hydrologie de l'ingénieur.* Eyrolles Editeur, Paris, 2émé édition, 413 p.

Revault d'Allonnes M., 1992. *L'océanographie physique.* Presses universitaires de France, Paris, 125 p.

Reynolds O., 1874. On the extent and action of the heating surface for steam boilers. *Proceedings of Literature Philosophical Society,* Manchester, 14, 7-12.

Richardson L.-F., 1926. Atmospheric diffusion shown on a distance-neighbor graph. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical and Physical Character*, Vol. 110, No. 756, 709-737.

Rimmer A., Samuels R., Lechinsky Y., 2009. A comprehensive study across methods and time scales to estimate surface fluxes from Lake Kinneret, Israel. *Journal of Hydrology,* 379. 181–192.

Riou Ch., 1975. *La détermination pratique de l'évaporation. Application à l'Afrique centrale*, Paris, Mémoire Orstom n°80, 228 p.

Roberts J.-M., 1983. Evaporation from some British forest trees – environmental and plant control. *Publ., WMO, Symposium on Forest Meteorology*, 527, 224-234.

Rodier J., Touchebeuf P. L., 1953. Étude de l'évaporation sur les surfaces d'eau libres en Afrique noire française. *Troisième journée de l'hydrologie,* 1-30.

Rohwer E., 1931. *Evaporation from free water surfaces.* Uiuted States Department of Agriculture, Technical Bulletin, No. 271, 96 p.

Romanenko V.-A., 1961. Computation of the autumn soil moisture using a universal relationship for a large area. *Proceedings Ukrainian Hydrometeorological Resrarch Institute,* N°. 3, Kiev.

Rosenberry D.-O., Stannard D.-I., Winter T.-C., Martinez M.-L., 2004, Comparison of 13 equations for determining evapotranspiration from a prairie wetland, Cottonwood Lake area, North Dakota, USA. *Wetlands,* Vol. 24, No. 3, 483–497.

Rosenberry D.-O., Winter T.-C., Buso D.-C, Likens G.-E., 2007, Comparison of 15 evaporation methods applied to a small mountain lake in the northeastern USA. *Journal of Hydrology.* 340, 149– 166.

Rouse W.-R., 2000. The energy and water balance of high-latitude wetlands : Controls and Extrapolation. *Global Change Biol.*, 6, 59–68.

Rutter A.-J., Morton A.-J., Robins P.-C., 1975. A predictive model of raifall interception in forests. *Journal of Applied Ecology,* 12, 367-380.

Sacks L., Lee T., Radell M., 1994, Comparison of energy budget evaporation losses from two morphometrically different Florida seepage lakes. *Journal of Hydrology*, 156, 311–334.

SAFEGE Nanterre, 2015. *Étude sur la détermination des débits de référence complémentaires sur le bassin versant de la Sarthe Amont.* Institution Interdépartementale du Bassin de la Sarthe, Rapport de fase 2, Version 3.0, 61 p.

Sahsamanoglou H., Makrogiannis T., Hatzianastassiou N., Rammos N., 1993, Les précipitation dans les Balkans durant les quarante dernières années. *Publications de l'association internationale de climatologie*. Volume 6, 217-226.

Sargia J.A., 1961. Géologie du département de la Haute-Vienne, (In), *Guide géologique de la Haute-Vienne.* Limoges, Musée municipal Limoges. 25-34.

Savy B., 2006, *Hydro-limnologie du haut bassin de la Charente : une approche géographique appliquée aux relations lac de barrage – émissaire. La température de l'eau en aval des lacs de Lavaud et Mas Chaban*. Univ. Limoges, thèse de doctorat en géographie, 383 p.

Saxena R.-K., 1996. Estimation of lake evaporation from a shallow lake in central sweden by oxygen-18. *Hydrological Processes*, Vol. 10, 1273-1281.

Saxena R.-K., Jaedicke C., Lundin L.-C., 1999. Comparison of Lake Evaporation Estimated by Isotope Mass-Balance, Bulk-Aerodynamic and Bowen Ratio Methods. *Phys. Chem Earth (B)*, Vol.24, 7, 851-859.

Schmidt W., 1915. "Strahlung und verdunstung an freien wasserflächen ; ein beitrag zum wärmehaushalt des weltmeers und zum wasserhaushalt der erde. (Le rayonnement et l'évaporation des surfaces d'eau libre; une contribution au budget de la chaleur de l'océan et l'équilibre de l'eau de la terre.)". Ann. der Hydrog. u. Marit. Met. 43 : 111-124, 169-178, illus.

Schnock G., 1967. Recherche sur l'écosystème forêt. Contribution n° 17 : réception des précipitation et égouttement en 1966. *Bull. Inst. Roy. Sci. Nat. Belg.,* 43 / 37, p. 1-15.

Seguin B., Itier B., 1983. Using midday surface temperature to estimate daily evaporation from satellite thermal IR data. *Int. J. Remote Sens.*, Vol. 4, No. 2, 371-383.

Seguin B., Assad E., Freaud J.-P., Imbernon J., Kerr Y.-H., Lagouarde J.-P., 1989. Use of meteorological satellites for rainfall and evaporation monitoring. *Int. J. Remote Sens.,* 10, 847-854.

Sene K., Gash J., McNeil D., 1991. Evaporation from a tropical lake : comparison of theory with direct measurements. *Journal of Hydrology*, 127, 193–217.

Sharif M., 1989. *Development of a physically exact energy balance method for estimating evaporation from free water surfaces.* Thèse de doctorat en Interdisciplinary engineering, Texas Tech University, 201 p.

Sherwood T.-K., Pigford R.-L., Wilke C.-R., 1975. *Mass transfer.* McGraw-Hill, New York.

Shuttleworth W.-J. 1977. The exchange of water driven fog and mist between vegetation and the atmosphere. *Boundary Layer Meteorology*, 12, 463-489.

Shuttleworth W.-J., Gash H.-C., Roberts J.-M., Nober C.-A., *et al.,* 1991. Post deforestation Amazonian climate : Anglo-brazilian research to improve prediction. *Jour. Of Hydrol.*, 129, 71-85.

Sima S., Ahmadalipour A., Tajrishy M., 2013. Mapping surface temperature in a hyper-saline lake and investigating the effect of temperature distribution on the lake evaporation. *Remote Sensing of Environment*, 136, 374–385.

Singh V.-P., Xu C.-Y., 1997. Evaluation and generalization of 13 mass-transfer equations for determining free water evaporation. *Hydrological Processes,* 11, 311–323.

Sircoulon J., 1967. Mise à jour des mesures d'évaporation sur bac Colorado en Côte d'Ivoire. *Cah. O.R.S.T.O.M. Sér. Hydrol.,* Vol. IV, n° 2. 71-78.

Siren A., 1948. *Drainage basin evaporation in Finland*. JUGG. Ass. Int. Hydrology Sci. Assemblée Générale d'Oslo. T. 1.

Soomets E., Rannap R., Lõhmus A., 2016. Patterns of Assemblage Structure Indicate a Broader Conservation Potential of Focal Amphibians for Pond Management. *PLOS One*, 11(7) : e0160012.

Stan F.-L., Zaharia L., Neculau G., Ioana-Toroimac G., 2015. Variabilité spatiale et temporelle de l’évaporation dans la Plaine roumaine. Actes du Colloque de l’Association Internationale de Climatologie, 28, 621-626.

Stan F.-L., Neculau G., Zaharia L., Ioana-Toroimac G., Mihalache S., 2016. Study on the evaporation and evapotranspiration measured on the Căldăruşani Lake (Romania). Procedia Environmental Sciences, 32, 281-289.

Stannard D.-I., Rosenberry D.-O., 1991. A comparison of short-term measurements of lake evaporation using eddy correlation and energy budget methods. Journal of Hydrology, 122, 15–22.

Stauffer R., 1991. Testing lake energy budget models under varying atmospheric stability conditions. Journal of Hydrology, 128, 115–135.

Stauner V., 2006. Les étangs de l'Est du Berry du Moyen Age à l'époque moderne : formation d'un paysage ou mise en valeur d'un milieu naturel ?, *In* GHZH, *La production des étangs du Moyen-Age à l'époque contemporaine.* Actes de la journée d'étude 2005, 120 p, 23-39.

Stefan J., 1879. About the connection between the heat raise and temperature. Sitzungsberichte der Math-Naturw, Classe d. Kaiserlichen Akademie d. Wissenschaften. Wien, Vol. 79, no. 2, 391-428.

Stellmacher R., 1993, Réflexions sur l'évolution de la température de l'air à l'échelle du siècle. *Publications de l'association internationale de climatologie,* Volume 6, 201-207.

Stoenescu V., Stătică S., Voicu G., 1962. Aplicarea câtorva metode de calcul pentru determinarea evaporaţiei în Câmpia de Vest (între Mureş şi Someş) şi în Depresiunea Jijiei « L'application de plusieurs méthodes pour la détermination de l'évaporation dans la plaine de l'Ouest (entre Mures et Somes) et la dépression Jijiei ». Studii de Hidrologie, 2, 125-142.

Strangeways I., 2010. A history of rain gauges. TerraData, Ltd, 44 p.

Sturrock A.-M., Winter T.-C., Rosenberry D.-O., 1992. Energy budget evaporation from Williams Lake : a closed lake in north central Minnesota. Water Resources Research, Vol. 28, No. 6, 1605–1617.

Sturtevant E.-L., 2009. Sturtevant's Notes on Edible Plants. BiblioBazaar, 700 p.

Sun F., Liu C., Xia X., Ai Q., 2014. Effect of solar radiation on evaporation of still water surface. *In.* Hisuan Wuli. *Chinese Journal of Computational Physics,* Vol. 31, No. 6, 699-705.

Sutton O.-G., 1934. Wind stmcture and evaporation in a turbulent atmosphere. Proc. Rov. Soc. London, Vol. 146, issue 858, 701-722.

Sutton W.-L., 1943. On the equation of diffusion in a turbulent medium. Proceedings of the Royal Society of London, A182, 48-75.

Sutton O.-G., 1953. Micrometeorology. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, New York (McGraw-Hill), vol. 79, issue 341, 457-457.

Sverdrup H.-U., Munk W., 1947. Wind, Sea and Swell. Publ. Hydrog. Off., Wash., 601 p.

Swinbank W.-C., 1951. The measurements of vertical transfer of heat and water vapor by eddies in the lower atmosphere. Journal of Meteorology, Vol. 8, No. 3, 135-145.

Tanny J., Cohen S., Assouline S., Lange F., Grava A., Berger D., Teltch B., Parlange M.-B., 2008. Evaporation from a small water reservoir : direct measurements and estimates. *Journal of Hydrology,* 351, 218–229.

Tanny J., Cohen S., Berger D., Teltch B., Mekhmandarov Y., Bahar M., Katul G.-G., Assouline S., 2011. Evaporation from a reservoir with fluctuating water level : Correcting for limited fetch. *Journal of Hydrology*, 404, 146–156.

Tasumi M., 2005. A review of evaporation research on Japanese lakes. Impacts of Global Climate Change, 10 p.

Taylor G.-I., 1915. Eddy motion in the atmosphere. *Phdosophical Transactions of the Royal Meteorology Society,* Series A, 215, 1-26.

Thornthwaite C.-W., Holzman B,. 1939. The determination of evaporation from land and water surfaces. *Monthly Weather Review*, 67, 4-11.

Thornthwaite C.-W., Holzman B,. 1942. *Measurement of evaporation from land and water surfaces*. Tech. Bull., No. 817, U.S. Dept. of Agricult., Washington, 75 p.

Thornthwaite C.-W., Mather J.-R., 1955. The water balance. Publ. In Climatology, Centerton, New Jersy, Vol. 8, 1-86.

Touchart L., 2001. *de la température de l'eau à la géographie des lacs.* Univ. de Limoges, Thèse d'HDR en géographie, 480 p.

Touchart L., 2002, *Limnologie physique et dynamique, une géographie des lacs et des étangs*. Paris, L'Harmattan, 395 p.

Touchart L., Maleval V., Savy B., Ishiguro N., Graffouillère M., Papon P., Bartout P., Nion G., Bouny J., 2002. Le PERE (Plan d'Eau de Recherche Expérimental) en géographie limnologique : une approche novatrice appliquée à l'étude des réseaux trophiques aquatiques. *Impact des perturbations locales ou planétaires (naturelles ou anthropiques) sur les réseaux trophiques aquatiques*, Paris, Institut Océanographique, Recueil du 5e Congrès International de Limnologie-Océanographie, 9-12 septembre 2002, 164 p. : 155.

Touchart L., 2006. Définition de l'étang : le point de vue de la géographie limnologique. *Studia Universitatis Babes-Bolyai,* GEOGRAPHIA, Cluj University Press, România, Vol. 51, No. 1, 117-132.

Touchart L., 2007. *Géographie de l'étang, des théories globales aux pratiques locales.* Paris, l'Harmattan, 228 p.

Touchart L., Bartout P., 2010. The influence of monk equipped ponds on the quality of basin head streams, the example of weater temprature in Limousin and Berry. *Lakes, reservoirs and ponds*, vol. 4(2), 81-108.

Touchart L., 2014. *les territoires de l'eau en Russie.* Paris, L'Harmattan, 333 p.

Touchart L., Bartout P., Nedjai R., 2014. La géographie limnologique en France : conjugaison de l'espace et du tempspour la compréhension des relations homme-milieu. *BSGLg*, 62, 93-103.

Trintignac P., Kerleo V., 2004. *Impacts des étangs à gestion piscicole sur l'environnement. Étude de synthèse bibliographie.*SMIDAP, 59 p. + Annexes.

Trotignon J., 1986, *Richesses et potentialités biologiques de la Réserve Naturelle de Chérine (Indre).* rapport interne, LPO, 61p.

Turc L., 1954. *Le bilan de l'eau des sols : relations entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement.* thèse de docteur ès Sc. Physiques, Inra éditions, Paris, 252 p.

Turner J.-F., 1966. Evaporation study in a humid region. Lake Michie, North Carolina. *United States Geological Survey*, Professional Paper No. 272-G, 137-150.

Twomey S., 1957. Precipitation by direct interception of cloud-water. *Royal meterological society, 12, 120-122.*

UNESCO, 1961. *Échanges hydriques des plantes en milieu aride ou semi-aride, compte rendu de recherches.* Paris, Imprimé par les établissements graphiques C.-J. Bucher S.A., Lucerne (Suisse), 250 p.

Uryvajev, V. A., 1953. Enquêtes expérimentales sur l'hydrotogie. sur le Valdai. Publ. Hydrometeoroid. (Eksperimentalnyje gidrologiceskie issledovanija. na Valdaje. Publ. Gidrometeoisdat) ; (Экспериментальные гидрологические исследования на Валдае. Ленинград, Гидрометеоиздат), Leningrad, 232 p. (en russe).

Vachala S., 2008. *Évaporation sur les retenues EDF du Sud de la Franc*. Univ. Pierre et Marie Curie, mémoire de stage en Génie Rural des Eaux et des Forêts, 50 p.

Valiantzas J.-D., 2006. Simplified versions for the Penman evaporation equation using routine weather data. *J. Hydrol*. 331 (3–4), 690–702.

Valiantzas J.-D., 2013. Simplified forms for the standardized FAO-56 Penman–Monteith reference evapotranspiration using limited weather data. *Journal of Hydrology,* 505, 13–23.

Van I.-L., Trotignon J., Lagny V., Therville C., Trotignon E., Veque J., 2013. *Plan de gestion (2013-2017). Section A Diagnostic et enjeux*. 231 p.

Van Bavel C.-H.-M., 1966. Potential Evaporation : The combination concept and its experimental verification. *Water Res.Research*., 2, 3, 455-468.

Van Cleave K., 2012. Interactions among evaporation, ice cover, and water temperature on Lake Superior : Decadal, interannual, and seasonal variability. Dissertations & Theses in Natural Resources, 85 p.

Vanney J.-R., 1991. Introduction à la géographie de l'Océan. Paris, 214 p.

Vardavas I., 1987. Modelling the seasonal variation of net all-wave radiation flux and evaporation in a tropical wet–dry region. *Ecological Modelling*, 39, 247–268.

Vardavas I., Fountoulakis A., 1996. Estimation of lake evaporation from standard meteorological measurements: application to four Australian lakes in different climatic regions. *Ecological Modelling*, 84, 139–150.

Veihmeyer F.-J., Hendrickson A.-H., 1927. Soils moisture conditions in relation to plant growth. *Plant Physiol*. 2, 71-82.

Veihmeyer F.-J., Brooks, 1954. Measurement of cumulative evaporation from bare soils. Trans. AGU, 35, 601-617.

Vernet A., 1969. *Condensation et précipitations ; L'eau et le sol.* notes de cours dactylographiées, Paris, ENSA.

Verpoorter Ch., Kutser T., Seekell D.-A., Tranvik L.-J., 2014. A Global Inventory of Lakes Based on High-Resolution Satellite Imagery. *Geophysical Research Lettres*, 41, doi: 10.1002/2014GL060-641.

Verynaud G., 1981. *le Limousin : la nature, les hommes.* Cahiers documentaires du C.R.D.P. de Limoges, n° 12-13, 207p.

Viers G., Vigneau J.-P, 1990, *Éléments de climatologie.* Paris, Nathan, col. « Fac., Géographie », 224 p.

Vigneau J.-P., 1996. L'eau atmosphérique et continentale. Paris, Sedes, 192 p.

Villeneuve G.-O., 1974. Glossaire de météorologie et de climatologie. Presses Université Laval, 560 p.

Vinukollu R.-K., Meynadier R., Sheffield J., Wood E.-F., 2011. Multi-model, multi-sensor estimates of global evapotranspiration : Climatology, uncertainties and trends. *Hydrological Processes*, 25, 3993–4010.

Vuglinsky V.-S., 2009. (In) Shiklomanov I.A., 2009. *Hydrological Cycle Volume II,* Eolss Publishers, 364 p.

Waiology., 2012. Edmond Halley, an underappreciated hydrologist. *Sciblogs*.

Wartena L., 1974. Basic difficulties in predicting evaporation. *Journal of Hydrology*, vol. 23, 159-177.

Webb E., 1966. A pan-Lake evaporation relationship. *Journal of Hydrology,* 4, 1–11.

Wetzel R.G., 1983. *limnology.* Philadelphia, Saunders College Publishing, 858p.

Williams G.-P., 1961. Evaporation from Water, Snow and Ice, *In. Evaporation.* Proc. Hydrol. Symp. 2, National, Res. Council of Canada, Toronto.

Winckell A., (avec la coll. de J.-P ; Grandprat), 1975. *l'extrémité septentrionale de la Montagne limousine : problèmes de relief.* Publications de la Faculté des lettres de Clermont-Ferrand, fasc. 51, 161 p.

Winter T.-C., 1981. Uncertainties in estimating the water balance of lakes. *Water Resources Bulletin,* 17 (1), 82–115.

Winter T.-C., Rosenberry D.-O., Sturrock A.-M., 1995. Evaluation of 11 equations for determining evaporation for a small lake in the north central United States. *Water Resources Research,* Vol. 31, No. 4, 983–993.

Winter T.-C., Buso D.-C., Rosenberry D.-O., Likens G.-E., Sturrock A.-M.-J., Mau D.-P., 2003. Evaporation determined by the energy budget method for Mirror Lake, New Hampshire. *Limnology and Oceanography,* Vol. 48, No. 3, 995–1009.

Wiszniewski J., 1953. Uwagi w sprawie typologii jezior Polskich. *Polskie Archiwum Hydrobiologii*, Vol. 1, No. 14, 11-23.

World Meteorological Organization, 2008. *Guide to meteorological instruments and methods of observation.* No. 8, 681 p.

Wright J.-L., Jensen M.-E., 1972. Peak water requirements of (15) crops in Southem Idoha. *Journal of Irrig. And Drain. Div.,* ASCE, 96, IRI, 193-201.

Wurtz A., 1958. Peut-on concevoir la typification des étangs sur les mêmes bases que celle des lacs ?. *Verhandlungen Internationale Vereinigung für theoretische and angewandte Limnolologie*, 13, 381-393.

Xu C.-Y., Chen D., 2005, Comparison of seven models for estimation of evapotranspiration and groundwater recharge using lysimeter measurement data in Germany. *Hydrol. Process,*19, 3717–3734.

Yao H., 2009, Long-Term Study of Lake Evaporation and Evaluation of Seven Estimation Methods : Results from Dickie Lake, South-Central Ontario, Canada. *Journal of Water Resource and Protection*, 2, 59-77.

Yuan W.-P., Liu S., Yu G., Bonnefond J.-M., Chen J., Davis K., *et al.*, 2010. Global estimates of evapotranspiration and gross primary production based on MODIS and global meteorology data. *Remote Sensing of Environment*, 114, 1416–1431.

Zhou G.-Y., Sun G., Xu W., Zhou G.-Y., Mcnulty S.-G., Vose J.-M., *et al.*, 2008. Estimating forest ecosystem evapotranspiration at multiple temporal scales with a dimension analysis approach. *Journal of the American Water Resources Association,* 44, 1–14.

Zinke P.-J., 1967. Forest interception studies in the United States, *In* Sopper W. E., Lull H. W., *Forest hydrology.* Pergmon, Oxford, 137-161.

Zuber A., 1983. On the environmental isotope method for determining the water balance of some lakes. *Journal of Hydrology*, 61, 409–427.

TABLE DES FIGURES

TABLE DES TABLEAUX

TABLE DES FORMULES

23	$V = 0,2568 * n + 0,006$	116
24	$f = K (Hw + D - Hf) /D$	119
25	$\lambda E = R_{net} + H_{sed} + A_{net} – H – S$	124
26	$\lambda = 2,501 – 0,02361 * T$	124
27	$H = \beta * \lambda E$	125
28	$E = \frac{Rnet - S}{\lambda \times (1+B)}$	125
29	$R_{net} = (1 – a_{sw}) * R_{swd} + (1 – a_{sw}) R_{lwd} – R_{lwu}$	125
30	$R_{lwd} = \varepsilon_a \sigma T_a^4$	126
31	$R_{lwu} = \varepsilon_s \sigma T_s^4$	126
32	$\varepsilon a = 1,24 * (\frac{ea}{Ta})^{(\frac{1}{7})}$	126
33	$er = \frac{es * Hr}{100}$	126
34	$es = 0,6018 * \exp^{(\frac{17,27\,T}{T + 237,3})}$	126
35	$S = S_2 – S_1 = ((\rho_w * c_w * T_2 * z) - (\rho_w * c_w * T_1 * z))$	127
36	$\beta = \gamma * (\frac{Ts - Ta}{ess - esa})$	127
37	$\gamma = \frac{C \rho * P}{\varepsilon * \lambda}$	127
38	$P = E + Q$	128
39	$P = E + C \pm \Delta S$	128
40	$C = R + I$	128
41	$P_{sé} + D_é + R = E + I + D_s$	129
42	$R_{Éso} = (E + I + D_s) – (P_{sé} + D_é)$	129

43	$$\%Pa = \frac{Psé + Dé + R_{Éso}}{P} * 100$$	130
44	$P + R = (E * 0{,}7) + (ETP * 0{,}3) + I$	130
45	$P + R + D_é = (E * 0{,}7) + (ETP * 0{,}3) + I + D_s$	131
46	$E = k * f(u)\ (e_s - e_a)$	132
47	$E = 11\ (1 + 0{,}01 * U)\ (es – ea)$	132
48	$E = 0{,}77\ (1{,}465 – 0{,}0186\ P)\ (0{,}44 + 0{,}118\ U)\ (es – ea)$	133
49	$E = 19{,}558\ (1{,}465 – 0{,}0186\ P)\ (0{,}44 + 0{,}118\ U)\ (es – ea)$	133
50	$E = 0{,}35\ (1 + 0{,}24\ U)\ (es – ea)$	133
51	$E = 0{,}0018\ (Ta + 25)^2\ (100 – H)$	133
52	$$E = 0{,}024 * (\frac{Tw - Ta}{U}) + 0{,}166\, U * (es - ea)$$	134
53	$$E = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{Rnet - S}{\lambda} + 0{,}0026\,(1 + 0{,}54\, U)(1 - h)(esa \times 100)$$	135
54	$$\Delta = \frac{(4098) * (0{,}6108 \exp^{(\frac{17{,}27\, T}{T + 237{,}3})})}{(T + 237{,}3)^2}$$	135
55	$$h = \frac{Hr}{100}$$	136
56	$$ETo = \frac{0{,}428\, \Delta (Rn - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} U\, (es - ea)}{\Delta + \gamma (1 + 0{,}34\, U)}$$	136
57	$$G = Cs \frac{T_i - T_{(i-1)}}{\Delta t} \Delta z$$	136
58	$$E = \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{Rnet - S}{\lambda}$$	138
59	$$E = \frac{\Delta}{0{,}95\, \Delta + 0{,}63\, y} \frac{Rnet - S}{\lambda}$$	138
60	$$E = (2\alpha - 1) \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{Rnet - S}{\lambda \rho} 86{,}4 - \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} 0{,}26 (0{,}5 + 0{,}54\, U)(es - ea)$$	138

61	$$ETP=(0{,}014((1{,}8\,Ta+32)-0{,}5))\cdot(\frac{Rs}{\lambda})$$	139
62	$$ETP=[0{,}0082(Ta-1{,}19)\cdot(\frac{Rs}{1500})]25{,}4$$	140
63	$$ETref=C\cdot(\frac{\Delta}{(\Delta+\gamma)})\cdot(\frac{Rs}{\lambda})$$	141
64	$$ETP(m)=16\cdot(\frac{10\,T(m)}{I})^{\alpha}\cdot f(m,\phi)$$	141
65	$$i(m)=(\frac{T(m)}{5})^{1{,}514}$$	141
66	$E(m)=(9{,}94+(5{,}039\,Tm))\,0{,}8$	142
67	$$Ej=\frac{(9{,}94+5{,}039\,Tj)*0{,}8}{n}$$	143
68	$E=[(T_{(n-1)}-T_{(n)})*55]/[(2{,}501-0{,}02361*T_{(n)})*1000000]/0{,}3952$	159
69	$E=0{,}168\,Rs+0{,}126\,T_a-0{,}091\,T_s-0{,}002\,Hr+3{,}822\,V+1{,}249$	168
70	$RMSD=[(E_m-E_c)^2]^{0{,}5}$	168
71	E = 0,111 Rs + 0,174 T°eau – 0,061 T°air – 0,012 Hr + 0,518 V – 0,244	200
72	E = 0,115 Rs + 0,185 T°eau – 0,032 T°air – 0,032 Hr + 0,021 V – 1,953	200
73	E = 0,1 * Rs + 0,178 * T°eau – 0,049 * T°air – 0,019 * Hr + 0,324 * V + 0,61	200
74	$v/v_0=(h/h_0)^{\alpha}$	240
75	*T° corrigée = (l'altitude de la station Météo-France - l'altitude de l'étang) * (0,65/100)*	240

TABLE DES CARTES

TABLE DES PHOTOS

TABLE DES MATIÈRES

PARTIE 3 : L'ÉTUDE APPLIQUÉE DE L'ÉVAPORATION ET DU BILAN HYDROLOGIQUE DES ÉTANGS……………………………………………………… 187

Mohammad ALDOMANY

L'évaporation dans le bilan hydrologique des étangs du Centre-Ouest de la France (Brenne et Limousin)

Résumé

L'effacement des plans d'eau (petits ou grands) du continuum hydrographique est le nouveau dogme français lié à l'interprétation de la Directive Cadre européenne sur l'Eau (DCE-2000) dans la Loi sur l'Eau et les Milieux Aquatiques (LEMA-2006). En effet, cette stratégie se base sur des idées ne reposant sur aucune mesure exacte de l'influence des plans d'eau, supposée néfaste, sur la quantité d'eau s'écoulant dans les réseaux hydrographiques aval. Face à ce paradoxe notable entre réglementation appliquée et absence de mesures directes de l'évaporation des étangs de France métropolitaine, il apparaît un double besoin, tant en géographie fondamentale qu'en recherche appliquée, pour une étude détaillée sur l'évaporation et le bilan hydrologique des étangs.

Sur le plan méthodologique, cette étude montre que le bac flottant en plastique transparent est l'outil le plus à même de mesurer l'évaporation des étangs. Sur le plan conceptuel, le travail intensif de terrain a conduit à établir une nouvelle formule empirique "Aldomany" qui peut fournir des estimations fiables de l'évaporation des plans d'eau peu profonds à l'échelle annuelle, mensuelle et journalière en utilisant seulement des données météorologiques facilement accessibles. Dans une optique de gestion, cette étude montre que la perte en eau provoquée par un étang s'apparente à celle d'une chênaie de même superficie et que les propos à charge tenus contre les étangs méritent d'être nuancés, les étangs de la Brenne étant bien en partie responsables de l'étiage estival de la Claise, alors que les étangs limousins jouent un rôle plutôt positif en assurant un bon débit estival du réseau hydrographique de cette région.

Mots clés : évaporation, bilan hydrologique, étang, Centre-Ouest de la France.

Evaporation in water balance of ponds in the French Midwest (Brenne and Limousin)

Summary

The erasure of water bodies (large or small) of the hydrographic continuum is the new French dogma related to the interpretation of the European Water Framework Directive (WFD-2000) in the Water and Environment Act (LEMA-2006). In fact, this strategy is based on ideas that are not based on any exact measure of the influence of the supposedly harmful water bodies on the amount of water flowing into the downstream hydrographic networks. In view of this remarkable paradox between applied regulation and the absence of direct measurements of the evaporation of metropolitan France's ponds, there appears to be a dual need in both basic geography and applied research for a detailed study on evaporation and the water balance of ponds.

Methodologically, this study shows that the evaporation floating pan constructed of transparent plastic is the most suitable tool for measuring the evaporation of ponds. Conceptually, intensive field work has led to the development of a new empirical formula "Aldomany" that can provide reliable estimates of the evaporation of shallow water bodies at on an annual, monthly and daily basis using only readily available meteorological data. From a management perspective, this study shows that the loss of water caused by a pond is similar to that of an oak has the same area and that the statements against the ponds should be reconsidered, the ponds of La Brenne being partly responsible for the summer low water of the Claise, while the Limousin's ponds play a rather positive role in ensuring a good summer flow of the hydrographic network of this region.

Keywords : evaporation, water balance, pond, French Midwest.

Centre Val de Loire UNIVERSITÉ Spirit of the Loire Valley

EA1210 CEDETE,
Université d'Orléans,
10 rue de Tours,
45100 Orléans, France

UNIVERSITÉ D'ORLEANS